

岩石礦物礦床學

第二十卷 第二號

(昭和十三年八月一日)

研究報文

- | | | |
|-----------------------------------|------|---------|
| ブラジル雙晶研究の概報 | 理學博士 | 神 津 倣 祐 |
| | 理學士 | 大 森 啓 一 |
| 猿投山產球顆岩石の化學的研究(II) | 理學士 | 河 野 義 禮 |
| 臺灣花蓮港廳豐田村西方山地に
產出する石綿に就て | 理學士 | 國 府 健 次 |

研究短報文

- | | | |
|----------------------------------|-----|-----------|
| 黃鐵礦の光學異常について | 理學士 | 渡 邊 新 六 |
| 白鐵礦より黃鐵礦への變移の粉末
寫眞上の再吟味 | 理學士 | 根 橋 雄 太 郎 |
| 花岡礦山產銅礦石の顯微鏡的研究 | 理學士 | 中 野 長 俊 |

抄 錄

- | | | |
|---------|--------------------|-------|
| 礦物學及結晶學 | 方沸石の合成に就いて | 外 6 件 |
| 岩石學及火山學 | Spilite 反應の實驗的研究 | 外 3 件 |
| 金屬礦床學 | 九州に於ける金銀礦床 | 外 4 件 |
| 石油礦床學 | 海成油母中の窒素の研究 | 外 5 件 |
| 窯業原料礦物 | ナトリナイトと Sioux 珪岩 | 外 2 件 |
| 石 炭 | Colorado 石炭の比重 | |
| 參 考 科 學 | NaCl の薄層のイオン傳導につきて | 外 1 件 |

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室內

日本岩石礦物礦床學會

The Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjirô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.
Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.
Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.
Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Kunikatsu Seto, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, <i>R. S.</i>	Kinjirô Nakawo.
Muraji Fukuda, <i>R. H.</i>	Seijirô Noda, <i>R. S.</i>
Tadao Fukutomi, <i>R. S.</i>	Takuji Ogawa, <i>R. H.</i>
Zyunpei Harada, <i>R. S.</i>	Yoshichika Ôinouye, <i>R. S.</i>
Fujio Homma, <i>R. H.</i>	Ichizô Ômura, <i>R. S.</i>
Viscount Masaaki Hoshina, <i>R. S.</i>	Veijirô Sagawa, <i>R. S.</i>
Tsunenaka Iki, <i>K. H.</i>	Toshitsuna Sasaki, <i>H. S.</i>
Kinosuke Inouye, <i>R. H.</i>	Isudzu Sugimoto, <i>K. S.</i>
Tomimatsu Ishihara, <i>K. H.</i>	Jun-ichi Takahashi, <i>R. H.</i>
Nobuyasu Kanehara, <i>R. S.</i>	Korehiko Takeuchi, <i>K. H.</i>
Ryôhei Katayama, <i>R. S.</i>	Hidezô Tanakadaté, <i>R. S.</i>
Takeo Katô, <i>R. H.</i>	Iwawo Tateiwa, <i>R. S.</i>
Rokurô Kimura, <i>R. S.</i>	Shigeyasu Tokunaga, <i>R. H., K. H.</i>
Kameki Kinoshita, <i>R. H.</i>	Kunio Uwatoko, <i>R. H.</i>
Shukusuké Kôzu, <i>R. H.</i>	Manjirô Watanabé, <i>R. H.</i>
Atsushi Matsubara, <i>R. H.</i>	Mitsuo Yamada, <i>R. H.</i>
Tadaichi Matsumoto, <i>R. S.</i>	Shinji Yamané, <i>R. H.</i>
Motonori Matsuyama, <i>R. H.</i>	Kôzô Yamaguchi, <i>R. S.</i>
Shintarô Nakamura, <i>R. S.</i>	

Abstractors.

Yoshinori Kawano,	Kunikatsu Seto,	Manjirô Watanabé,
Isamu Matiba,	Rensaku Suzuki,	Shinroku Watanabé,
Osatoshi Nakano,	Jun-ichi Takahashi,	Kenzô Yagi,
Yûtarô Nebashi,	Katsutoshi Takané,	Tsugio Yagi,
Kei-iti Ohmori,	Tunehiko Takenouti,	

岩石礦物礦床學

第二十卷 第二號

昭和十三年八月一日

研究報文

ブラジル雙晶研究の概報

理學博士 神津 俣 祐

理學士 大森 啓 一

緒 言

石英雙晶中，日本式雙晶及びドーフェイス雙晶に對しては屢々研究の結果を公表¹⁾したが，未だブラジル雙晶に就いては一二回僅かに記述²⁾したことがあるのみで，稍詳細に亘つた記載はまだ試みる機には至らなかつた。

低温石英殊に熱水溶液より生ずる石英の雙晶は特にブラジル雙晶の發達

1) 神津及び渡邊(新)，岩石礦物礦床學 17, 1~25, 昭和12年.

神津及び待場, 〃 61~103, 〃

神津及び渡邊(新), 〃 167~175, 〃

神津, 高根及び待場, 〃 219~238, 〃

神津, 高根及び待場, 〃 18, 103~137, 〃

神津及び大森, 〃 138~154, 〃

神津及び竹内, 〃 283~287, 〃

竹内, 〃 290~292, 〃

神津及び待場, 〃 19, 1~17, 昭和13年.

神津, 河野及び大森, 〃 229~236, 〃

神津及び竹内, 〃 236~240, 〃

神津及び大森, 〃 303~317, 〃

神津, 待場及び竹内, 〃 370~380, 〃

神津及び大森, 〃 380~388, 〃

2) 神津, 高根及び待場, 岩石礦物礦床學 17, 227 (第八圖A), 昭和12年.

神津及び大森, 〃 18, 147 (第六圖1), 〃

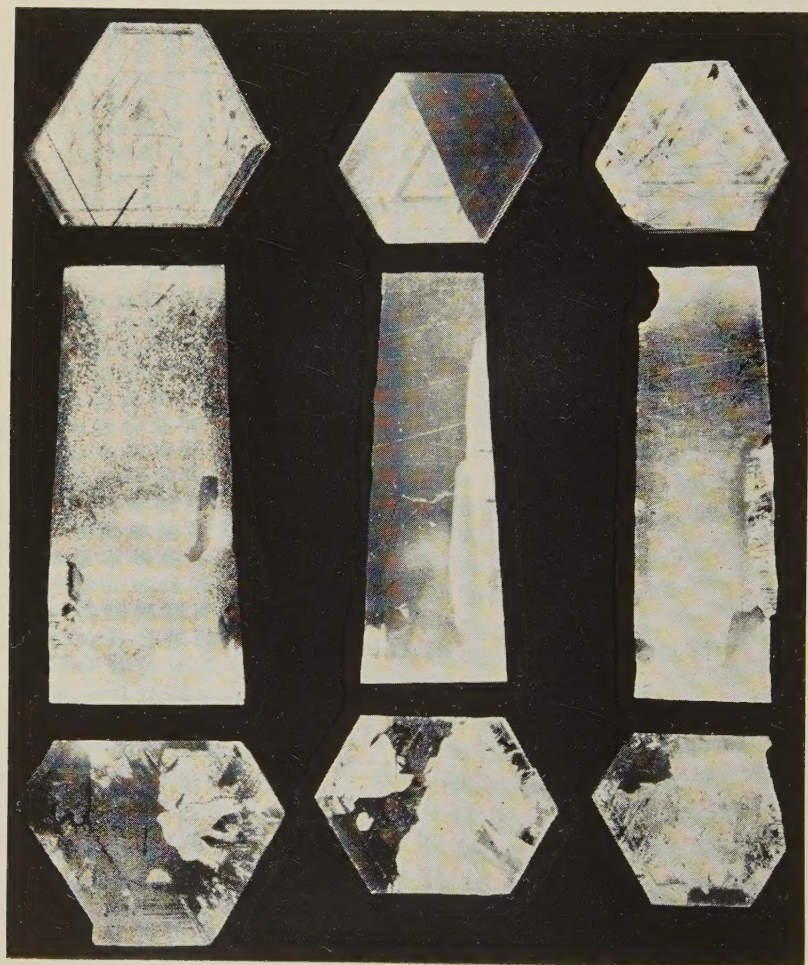
神津及び大森, 〃 19, 382~383 (第貳圖A及びB), 昭和13年.

第 壹 圖

1

2

3



×5.8

×4.5

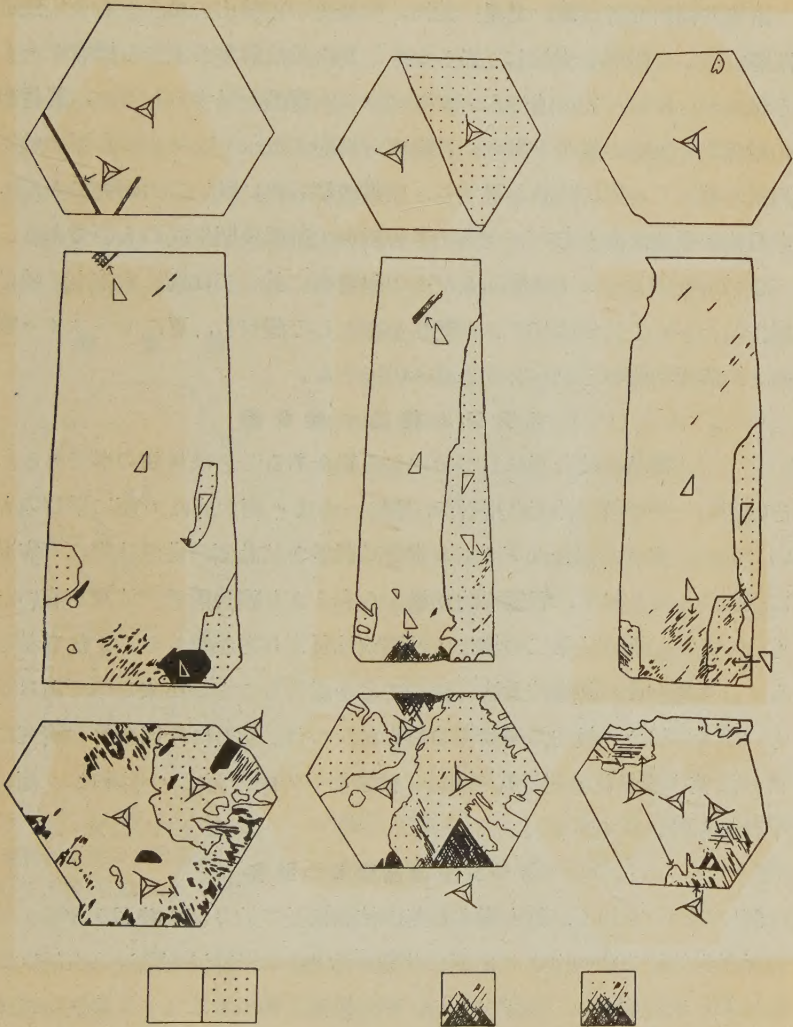
×4.1

第 貳 圖

1

2

3



ドーファイネ
雙 晶

ブラジル
雙 晶

多きを以て、金屬礦床に伴ふ石英を検討するにはこの種の雙晶の研究は大切な事と思ふ。

余等共同研究者は既に足尾、荒川、明延等の諸礦山に産する石英の雙晶問題に就いて研究を開始して居るから、其結果は將來公表する機會があると思ふが、今回ここに述べんとするブラジル雙晶を呈する石英は、其産出の關係全く上記の場合と異り、花崗岩を貫通するペグマタイト岩脈中の空洞壁を被ふて自形の結晶を呈する、所謂後期石英に就いての研究である。本石英の産地は苗木でペグマタイト岩脈中の所謂後期生成のものである。

この石英のドーフィネ雙晶及びその包裹物に就いては既に本誌上に於て報告したが、ここではブラジル雙晶を主として觀察し、更にドーフィネ雙晶との成因的關係を述べようと思ふのである。

ブラジル雙晶の接合面

ブラジル雙晶の接合面に二つの主なる場合あることは周知の事である。その面の一つは第二柱面に平行で、他の一つは r 面か或は z 面に平行のものである。前者の場合はブラジル式雙晶關係を結晶面の發達狀態にて容易に識別さるるを以て、形態學的立場から古くより礦物學者の注意を惹いたものである。然るに第二の場合は外觀的性質より之を認むることは容易ならず、光學的或は蝕像的方法に依つて之を認むることが出来るのであるから、前者の如く一般的認識は得ておらなかつた。然るに今回余等が研究に供した苗木産無色後期石英の場合には全部その接合面は r 面或は z 面に平行のもののみであつた。

ブラジル雙晶發達の狀態

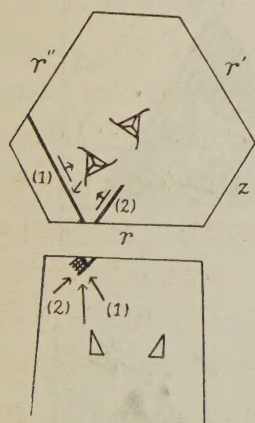
既に述べたる如く、苗木産本石英の結晶は長さ約2糧を普通とする。この種石英の約300個中より任意に3個を取出し、底面と柱面とを研磨し、之をHF水溶液中にて腐蝕せしめ、その蝕像に依つてブラジル雙晶の發達狀態を検した。

第壹圖は此等蝕像面を反射光線を以て撮影せる寫眞であつて、ドーフィ

ネ雙晶と共に發達するブラジル雙晶を示せるものである。ブラジル雙晶はドーファイネ雙晶に比し、その發達狹小なるを以てドーファイネ雙晶の如く寫眞上に於て識別容易でない。故にこの寫眞を更に3倍に擴大し、又一方に於ては顯微鏡下に於て蝕像を検し、擴大せる寫眞と比較對照し、此等の結果を模式的に書き、之を第壹圖の寫眞と略々同大に複寫せるものが第貳圖である。第貳圖を見れば第壹圖で不明瞭であつたブラジル雙晶の發達の狀態を全體的に明かにする事が出来る。

底面に於けるブラジル雙晶は多くの場合平行の短片狀を呈し、柱面と底面の切合線に平行であるが、其長軸の方向は三方的 (trigonal) 關係を保つて發達して居る。柱面に於て本雙晶を見るにこれ又平行短片狀を呈し、その長軸の方向は主軸の方向に對し右或は左に約 40° 第參圖の様に傾いて居るから、この場合には(1)は r' 面に(2)は r'' 面に平行である。若し r 面に平行のものが發達すれば紙面に平行の柱面には主軸の方向に直角の短片狀を呈する理であるが、これ等は認むることが出来なかつた。

第 參 圖



ブラジル雙晶とドーファイネ雙晶との 接觸部の觀察

ブラジル雙晶とドーファイネ雙晶の生成時代

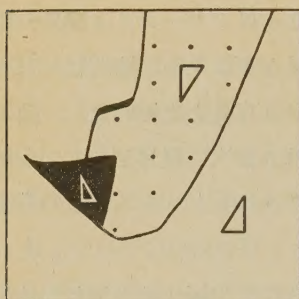
ブラジル雙晶片の傾きを底面及び柱面に於て示す。
(1) 及び (2) は夫々 r' 及び r'' に平行である。

の關係を窺はんとして兩雙晶の接近せる部分の蝕像を顯微鏡下で特に觀察し、これを模式的に示したものは第四圖である。この方法は

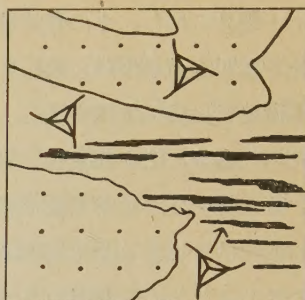
異なる二つの雙晶の接合部を充分に觀察するに、唯一の適法とのみ考へて居るのではない。X線の或は光學的方法を用ゐて一層精査する必要はある。然し今回は主として上記蝕像の觀察のみに止めた。

第四圖はこれ等兩雙晶の出遇ふ場所の第貳圖の局部的擴大圖である。第

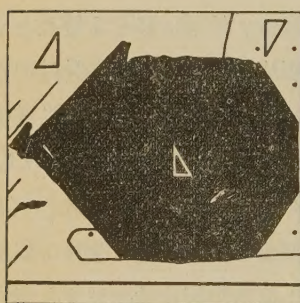
第 四 圖



a



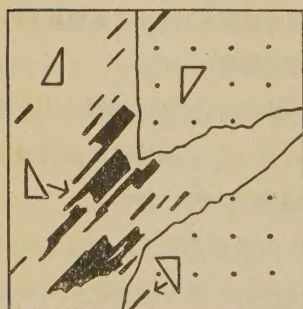
d



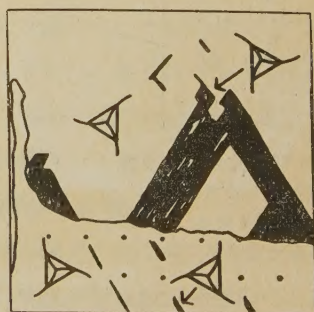
b



e



c

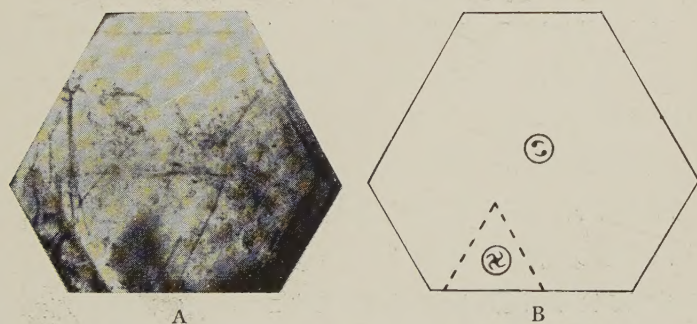


f

四圖 a 及び b は第貳圖 (1) の柱面に見られる二ヶ所の擴大圖で、第四圖 c は第貳圖 (3) の柱面の一部の擴大圖で、第四圖 d は第貳圖 (1) の底面の一部の擴大、第四圖 e は第貳圖 (2) の底面の一部の擴大、第四圖 f は第貳圖 (3) の底面の一部の擴大圖である。

第四圖で先づ氣の付く事はブラジル雙晶片がドーフィネ雙晶の境に近づくとき全く相接觸しないで僅かに間隔を置いて更に次のドーフィネ雙晶個體に再現する。但し其方向は其延長線上でなく少しくづれてゐる。この場合特に注意を惹くことは、この部分に於けるドーフィネ雙晶の境界線は直線性を失ひジクザク性を呈し、恰もドーフィネ雙晶の生成が既存ブラジル雙晶を避けつつ發達した如き觀を呈するのである。これ等の現象は第四圖 c, d 及び f に比較的明かに認められる。第四圖 a, b 及び e は一見ブラジル雙晶體がドーフィネ雙晶體に割り込んで居る様であるが、それはそふも見得られると言ふ丈で、其反對の關係を示す既存ブラジル雙晶體の全部或は一

第 五 圖



部を後成のドーフィネ雙晶體が包裹して居ると見ても差支へない。

故に第四圖全體にあてはまる共通の説明を求むれば、ブラジル雙晶はドーフィネ雙晶より多少なりとも先きに生成されたとこの場合は考ふべきであらふと思ふ。

ブラジル雙晶發達の狀態を底面に平行の石英板で光學的に觀た概要を記すると第五圖の様である。第五圖 A は底面に平行の厚さ 3.3 耗の水晶片を直角ニコルスの間に置いた時の寫眞である。同寫眞の下部に三角形の少々暗黒色の部分がある、其輪廓は同圖 B では點線で示してある。この三角區域がブラジル雙晶片の雙合部で恰も第四圖の如きブラジル雙晶部であると思ふ。而もこの部分は上部が右水晶に富み下部が左水晶に富むことは、第五圖 B の三角形内の偏光收斂光線による Airy spiral の形にて知ることが出来る。若し水晶板を上下反對にするときはこの巴形は逆の廻旋を示す。又本石英板の大部分が右水晶であることは結晶の中央部を偏光收斂光線と $\frac{1}{4}R$ の雲母板にて觀察すると圖の如き像形を與へることから知られる。

猶兩種雙晶の一般的成因條件に就いて考察し、上記結論がこの見地からも有理的であるかないかを考へて見よふ。

ドーフィネ雙晶の生成條件

1 ドーフィネ雙晶は高温石英即ち 573°C 以上の石英中に存在し得ざるは結晶對稱關係から明かである。

2 高温石英として形成された低温相中に存在するドーフィネ雙晶は 573°C 以下で生じたものである。故に其生成は二次的(secondary)であると言ひ得る。

余等熱的實驗によると高温相より低温相に變移して生ずるドーフィネ雙晶は急冷の場合に生じ徐冷の場合には生じない。即ち急冷により 573°C より急激の容積の變化が其原因として考へられる。

3 常温に於ても衝壓及び抑壓で人工的にドーフィネ雙晶の生ずることは既に實驗的に證明されて居る。この種の雙晶は成因的に二次的のものである。

4 ドーフィネ雙晶が低温石英中にのみ存するは結晶學上明かである、故に初成(primary)のドーフィネ雙晶は低温石英にのみ現出する理である。

左或は右梯形面を隣接柱面に順次に有する單晶は初成雙晶の實例である。これは形態學的に識別し得るものであるが、蝕像的に認めらるるドーファイン雙晶中にも初成のものあるべきは想像されるが、初成と二次性との區別は容易でない様である。但し次に述べるブラジル雙晶と接合する時は其の間に多少の手懸りを得らるる様である。

ブラジル雙晶の生成條件

1 低温に於ける左水晶を 573°C 以上に加熱しても猶左水晶である。右水晶の場合も亦同様に温度の變化で其性質を變化しない。故にブラジル雙晶は高温にても存在し得る理である。

然るに余等の數多き實驗の結果では高温にて形成された石英中にはブラジル雙晶の現出は極めて尠く唯僅かに一個の例¹⁾を見たいみである。故にブラジル雙晶はドーファイン雙晶と異り、理論上高温にて存在し得るが、實際には高温にて形成された例は極めて尠いと言ひ得る様である。

2 低温石英特に金屬礦床に作ふ石英には本雙晶の發達の相當多い事は前に述べた所である。其發達が二次的のもの即ち結晶生成後に生じたものと考へなければならぬ例が苗木產花崗岩空洞中のものにある。第壹圖 (1) の底面上圖に於ける三角形の累帶構造は明かに結晶成長の順序を示すものであるが、ブラジル雙晶がこの構造を貫通して發達するは本結晶生成後に雙晶の發達した事を示すもので、二次的生成と見るべきである。

この現象は吾人に左右石英構造生成に關する基本的一現象を知らしむるものである。即ち左右水晶は初めより二種の異なる溶液より生ずるものと限定さるるものにあらずして、同じ溶液より生じたる同性質石英が後より左或は右石英構造の異種を形成し得る場合あることを實證し得たのである。

3 ブラジル雙晶にも初成的のもののある事は前述の如く、左右梯形面を對稱的に有する單晶或は接合結晶はこれに屬する。

1) 神津, 高根及び待場, 岩石礦物礦床學 17, 227 (第八圖 A), 昭和 12 年.

結 語

以上論述した所から低温石英中のブラジル雙晶はドーファイネ雙晶より先に形成され得る場合もあり、後に形成されるものもあり得るのである。

本地産この種の石英に於てはブラジル雙晶がドーファイネ雙晶より先に形成されたが、其生成は初成ではなく二次的であるものが判然と認められた。

本實驗に要した研究費の一部は日本學術振興會より支給されたものである。茲に同會に對し深謝の意を表する。

猿投山産球顆岩石の化學的研究 (II)

理 學 士 河 野 義 禮

化 學 的 性 質

球顆 (ball) の化學成分 球顆の分析試料を作るにあつては、豫め球顆に附着せる充填岩を尖銳なる小鑿及び研磨板を並用して除去して後、之を粉碎して分析に供した。然し内核 (nucleus) は之を除去せず外殻部 (outer shell) と共に粉碎した。化學分析の結果は第壹表の如く、アルカリ花崗岩に比し更に K_2O の量著しく高く、通常の花崗岩とは勿論考へられない。鏡下に觀察せる結果前述の如く、微斜長石と石英の文象花崗岩に類似せるボーキリチック構造を呈する事より考察して、之を Vogt¹⁾ の集録した世界各地の微斜長石文象花崗岩の化學成分の一部と第壹表に比較して見た。表に見る如く、球顆の成分は略微斜長石文象花崗岩の成分に類似してゐる。 SiO_2 , Al_2O_3 及び K_2O 等に於て僅かに少いが、球顆は黒雲母の微晶を含有せる外、微斜長石の晶隙を充填せる斜長石に富める部分をも包含せるため、上記の如き化學成分値を示せるなるべく、微斜長石と石英とのボーキリチックに共生せる部分のみの成分はおそらく微斜長石文象花崗岩の成分に

1) J. H. L. Vogt, The Physical Chemistry of Igneous Rocks III Second Half, p 115~116, 1931.

殆んど一致するものと考えてよからう。

第 壹 表

	球 顆	Microcline graphic granites					Oligoclase graphic granites	
		Arendal	Åland	Ural	Hittero	Maine and New York, Bastin	Ytterby Bygden	Asjornsodde Kläver
SiO ₂	73.79	73.70	74.93	76.01	74.00	73.89	76.67	75.67
Al ₂ O ₃	12.94	14.11	13.24	13.14	14.31	13.75	14.20	14.53
Fe ₂ O ₃	0.65	0.44	0.13	0.26	0.14	0.24
FeO	0.33	0.23
MgO	0.14	0.04	0.23
CaO	0.28	0.39	0.32	0.15	0.39	2.67	2.24
Na ₂ O	2.28	3.04	2.13	2.46	2.42	2.10	5.33	5.65
K ₂ O	7.84	8.72	8.52	7.68	9.02	9.00	0.52	0.74
H ₂ O ₊	0.62	0.65	0.53	0.24	0.48	0.12
H ₂ O ₋	0.60	0.26
TiO ₂	0.03
P ₂ O ₅	0.07
MnO	0.01
Total	99.58	99.91	100.23	100.10	100.14	99.24	100.04	99.91

充填部 (matrix) の化學成分 充填部はペグマタイト質であるため、分析試料を作るにあつて、豫め球顆の數個附着せる重量約 8.4 匁のものと

第 貳 表

	充 填 部
SiO ₂	73.91
Al ₂ O ₃	13.05
Fe ₂ O ₃	0.26
FeO	0.82
MgO	0.24
CaO	0.75
Na ₂ O	3.06
K ₂ O	5.59
H ₂ O ₊	0.87
H ₂ O ₋	0.58
TiO ₂	0.13
P ₂ O ₅	0.15
MnO	0.02
Total	99.43

り之を小鑿を用ひて球顆と充填部とを約二週間を要して分離し、球顆 6.4 匁充填部 2 匁を得、之を粉碎して分析試料に供した。分析結果は第貳表のやうである。後に述べるやうに、花崗岩に類似してゐるが、花崗岩より更に SiO₂ 及びアルカリに富み、CaO が少くペグマタイト質である。

花崗岩の化學成分 本地域に發達する黒雲母花崗岩には粗粒質のものと中粒質のものとあつて、球顆岩附近は概ね粗粒質であることは前に述べた。今この粗粒質のものと中粒質のものとを化學分析に附した所、第參表の如き結果を得た。粗粒質のものは廣澤瀧横の道路切割に於て採集せるものであり、中粒質のものは同じ

第 參 表

	中 粒 質 黑雲母花崗岩	粗粒質 黑雲母花崗岩	Dalyのアルカリ 花崗岩の 平均成分
SiO ₂	71.83	73.49	73.30
Al ₂ O ₃	13.79	13.65	12.33
Fe ₂ O ₃	1.00	0.60	2.53
FeO	1.40	0.66	1.28
MgO	0.49	0.18	0.26
CaO	2.13	1.18	0.46
Na ₂ O	2.39	2.86	4.55
K ₂ O	5.12	5.14	4.20
H ₂ O+	0.81	0.99
H ₂ O-	0.43	0.45
TiO ₂	0.25	0.10	0.11
P ₂ O ₅	0.17	0.08	0.05
MnO	0.03	0.03	0.02
Total	99.94	99.41	100.00

く廣澤瀧上流約一軒の點

で採集したものである。

第參表に見る如く、中粒質の方が幾分鹽基性である事が解る。然し兩者とも K₂O が著しく多量であつて、Daly¹⁾ のアルカリ花崗岩の平均成分の K₂O より更に高い、それにも拘らず CaO の相當に多量なのは斜長石の存在せるためであらう。

兩花崗岩共に K₂O の著しく多量なのは本邦花崗岩中稀れなるものである。

球 類、充 填 岩 及 び 花 崗 岩 の 化 學 成 分 の 關 係

第 四 表

	粗 粒 質 黑雲母花崗岩	球 類	充 填 部
SiO ₂	73.49	73.79	73.91
Al ₂ O ₃	13.65	12.94	13.05
Fe ₂ O ₃	0.60	0.65	0.26
FeO	0.66	0.33	0.82
MgO	0.18	0.14	0.24
CaO	1.18	0.28	0.75
Na ₂ O	2.86	2.28	3.06
K ₂ O	5.14	7.84	5.59
H ₂ O+	0.99	0.62	0.87
H ₂ O-	0.45	0.60	0.58
TiO ₂	0.10	0.03	0.13
P ₂ O ₅	0.08	0.07	0.15
MnO	0.03	0.01	0.02
Total	99.41	99.58	99.43

球類及び充填岩成分及

び本地域花崗岩母漿より直接固結したる粗粒質花崗岩の成分を第四表に掲げて比較に便にした。これ等三者は大體に於てその成分類似するが、精細に觀察する時は、後に記するが如き注意すべき差異がある。三者は何れも Fe₂O₃+FeO, MgO, TiO₂, MnO 及び P₂O₅

1) R. A. Daly, Igneous Rocks and the Depth of the Earth, p 10, 1933.

第 五 表

Norm				
	中 粒 質 黑雲母花崗岩	粗 粒 質 黑雲母花崗岩	球 顆	充填部
Quartz	32.82	33.72	29.76	32.16
Orthoclase	30.02	30.58	46.15	33.36
Albite	20.44	25.34	19.39	25.68
Anorthite	9.73	5.00	1.39	3.89
Corundum	0.71	1.22	0.10	0.41
Hypersthene	2.58	1.03	0.40	1.66
Magnetite	1.39	0.93	0.93	0.46
Ilmenite	0.46	0.15	0.15
Apatite	0.31	0.31
$\frac{Sal}{Fem}$	19.77	39.20	72.77	42.07
$\frac{Q}{F}$	0.55	0.55	0.45	0.51
$\frac{Na_2O' + K_2O'}{CaO'}$	2.66	5.72	24.00	8.50
$\frac{K_2O'}{Na_2O'}$	1.38	1.15	2.24	1.22

極めて少く、ノルムを算出すると Fem の値は 1.33~2.42% に過ぎず、其の主要成分は Qu, Or, Ab 及び An である。

今これ等三種の岩石のノルム (第五表) より Qu, Or, Ab+An のみの百分比を算出すれば次の様である。

	粗 粒 質 黑雲母花崗岩	球 顆	充填部
Qu	35.63	30.78	33.82
Or	32.31	47.73	35.05
Ab+An	32.06	21.49	31.11

既に記せるが如く、球顆及び充填岩は花崗岩漿の分別結晶作用 (fractional crystallization) による残留溶液から晶出したものと考へられるので、本作用の結果ノルム

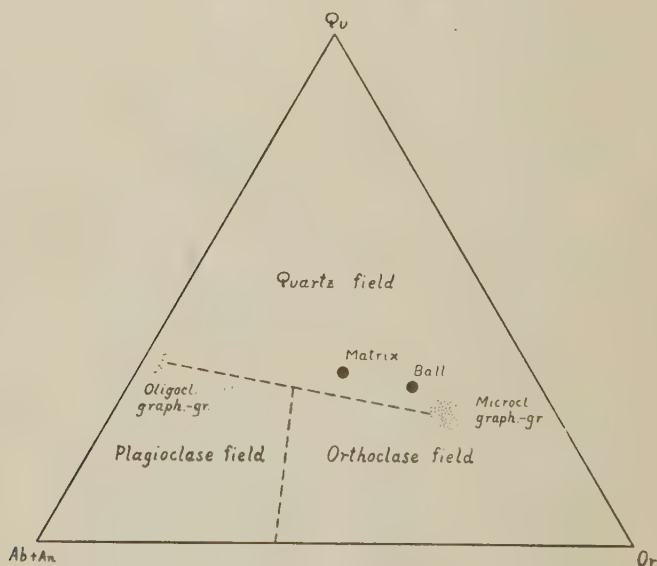
の上に如何なる變化を生ずるかは上表で知ることが出来る。而もこの場合にノルムとモードとは相當一致するものと考へられるので、ノルムの相互變化はモードの相互變化の概要を示すものと見てよいと思ふ。これ等の變化につき、先づ注意すべきは球顆と充填岩との關係で前者は後者に比して

Qu を減じ, Or に富み, Ab+An を減じて居る。然るに花崗岩に對してこれ等殘溜溶液の生成岩は Qu を減じ, Or に富み, Ab+An を減じて居る。これ等の關係は花崗岩漿の分化作用を化學性質上から認識し得る大切な事實であると思ふ。

Vogt の Qu-Or-Ab+An 三成分系の熱平衡圖

Qu-Or-Ab+An の實驗に依る完全な熱平衡圖は未だ發表せられてないが、その一部分づつのものは既に實驗せられてゐる。Vogt¹⁾ は本三成分系に關し此等一部實驗の結果に天然產岩石の化學成分の統計的研究を併用して第拾圖の如き平衡圖を推定してゐる。即ち Qu-Or 間及 Qu-Ab+An

第 拾 圖



Vogt の推定 Qu-Or-Ab+An 熱平衡圖

Ball, 猿投山產球顆, Matrix, 同岩の充填部

間に於ては實驗からも二成分共融 (binary eutectic) の存在する事は知られてゐるが、Vogt は微斜長石文象花崗岩は Qu と Or の、灰曹長石文象花

1) J. H. L. Vogt, The Physical Chemistry of Igneous Rocks. p 244, 1933.

崗岩は Qu と $Ab+An$ の所謂 cotectic line (or boundary curve) に沿ふて晶出したものであるとの考の下に、多数の微斜長石文象花崗岩及び灰曹長石文象花崗岩の化学分析値より Qu , Or 及び $Ab+An$ の百分比を算出して三角座標に圖示し、兩者各々一定範囲内に集中せるを知り、兩集團の中心部を連結する方向を二成分系 $Qu-Or$ 及び二成分系 $Qu-Ab+An$ の cotectic line の方向と考へ、他方二成分系 $Or-Ab+An$ に於ては Roozeboom type IV の平衡關係の存在すべきを述べ、その共融點は $Or_{40}(Ab+An)_{60}$ の附近であつて、cotectic line は本共融點と Qu 點とを連結した方向で、この線と前記 cotectic の二線とは互に下向して一點に集り ternary eutectic を生ずと述べ、自然界殘溜岩漿の成分はこの ternary eutectic (granitic eutectic) の成分に向ひ進むものであると結論してゐる。

Bowen の $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ 熱平衡圖

Bowen は $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ の熱平衡圖に關しては既に 1928 年¹⁾ に nephelite-kaliophilite-silica-anorthite の一部として skeleton diagram を與へて居るが、その後 1937²⁾ 年に三成分系 $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ の詳細なる熱平衡關係を記述してゐる。同論文には本系の岩石成因學上特に重要なを指摘し、東アフリカ Rift Valley の諸岩石の數多の化学分析の結果を同三角座標に投影せるに、同圖中の低熔融點附近にのみ帶をなして分布するを知り、分別結晶作用の結果生ずる殘溜岩漿の成分は同帶の方向に向ひ進むものであることを述べた。三成分系 $SiO_2-KAlSiO_4-NaAlSiO_4$ の平衡圖の SiO_2 寄りの過半は系 $Qu-Or-Ab$ である事は圖に依つて明かである。1928 年の推測圖では三成分系 $Qu-Or-Ab$ 内に ternary eutectic の存在を暗示し、略 Vogt の圖と近似してゐるが、1937 年の圖には未だこの部分の平衡關係を實驗的に完成して居ないから ternary eutectic point の存否は不明である。恐らくこれを推定するには實驗上大なる困難があるのであ

1) N. L. Bowen, The Evolution of the Igneous Rocks, p 244, 1928.

2) N. L. Bowen, American Journal of Science 33, p. 1~21 1937.

らうか岩石學的には其の結果は大切で余等は一日も早くこの點を知らんと欲するのである。

球顆岩の晶出に對する考察

今前節に與へた猿投山の球顆及び充填岩の $Qu, Or, Ab+An$ の値を Vogt の三角座標に圖示して見ると、球顆 (ball) の値は微斜長石文象花崗岩の附近に充填岩 (matrix) の値は ternary eutectic の附近に落つる事は第拾圖に見る様である。これ等二點を結ぶ方向は Vogt の cotectic line と平行なるは注意に値する。この場合球顆岩石生成直前の殘溜岩漿の成分は球顆と充填岩の成分を或割合に混合せるものであつて、三角座標で示せば球顆の點と充填岩の點を結ぶ線上の一點でなければならぬ。今この點より結晶を始むるとし、假りに Vogt の熱平衡圖で結晶作用を行ふとすれば、次の如き礦物組合を以て順次晶出すべきである。

第 1 に Qu 、第 2 に $Qu+Or$ 、第 3 に $Qu+Or+Ab$ と順次に晶出する。この場合 Or は多少の $Ab+An$ を混ざる固溶體、 $Ab+An$ は Or を混ざる固溶體である。

最初に晶出するものは始元溶液 (original melt) が cotectic line より Qu 側にあつた場合には Qu であるが、若し Or 側にあつた場合には Or を生ずる。cotectic line の位置は現在迄の所正確に決定したものでないから、始元溶液の位置に依つて最初には Qu でも Or でも晶出し得ると考へられる。然し何れにしても始元溶液の成分は cotectic line に近くあるから最初に晶出する量は僅かである筈である。

今本球顆岩石の礦物成分を再検討して見ると

1. 内 核 Prominent crystal of Quartz or Microclineperthite or
Quartz+Microclineperthite arranged in the granitic fabric.
2. 外 殻 Quartz+Microclineperthite in poikilitic fabric.
3. 充填部 Quartz+Microclineperthite+Plagioclase in the granitic texture.

上に見る如く最初に晶出したものは quartz の場合と microclineperthite の場合とある(花崗岩質の場合は後述)。次に晶出した外殻は microclineperthite 中に quartz のボイキリチック排列である。最後に晶出した充填部は quartz, microclineperthite 及び plagioclase より成る。上記の 礦物晶出の順序は Vogt の熱平衡圖に依つて説明し得らるる礦物の組合である。

次に問題となるのは構造であるが、内核は理論的には單種礦物である筈であるから構造上の問題は夫して複雑でない(花崗岩質の場合は後述)。外殻の構造は cotectic line に沿ひ晶出したとすれば 同時晶出構造を呈すべきであるが、實際外殻を見るにボイキリチック構造を示し、石英、微斜長石の両者は殆んど同時晶出に近いものと考へてよからう。cotectic line に沿ひ晶出する 2 礦物は理論上は binary eutectic と異なり、刻々兩者の混比及び温度に變化があり得べきであつて、従つて兩礦物の光學方位も必ずしも同一でなくてよい理である。充填部の構造も等粒質半自形構造を示し、石英-微斜長石-灰曹長石は略同時に晶出したと考へ得られる。

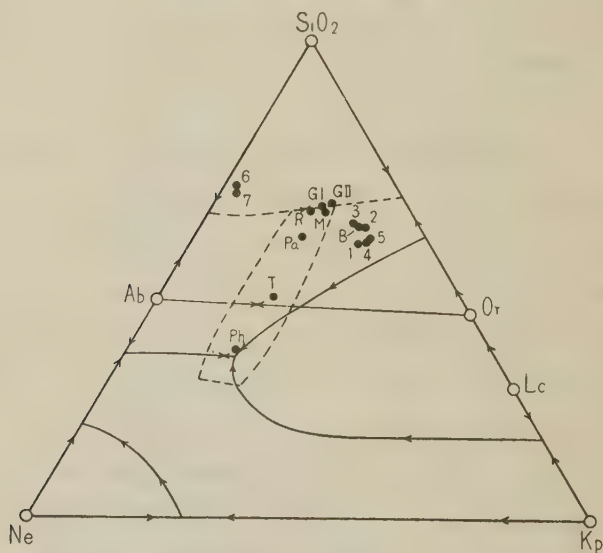
以上内核、外殻及び充填岩の礦物成分、構造及び化學成分等より、本球顆岩石は Vogt の $Qu-Or-Ab+An$ 系の熱平衡關係にて晶出したと考へられ、外殻は cotectic line に沿ひ晶出したものであり、充填岩は ternary eutectic で晶出したものなるべく、内核と外殻及び外殻と充填部の礦物成分及び構造の差は單礦物晶出より cotectic, cotectic より ternary eutectic と晶出過程に變化せるが爲に生ずるのである。筆者が平衡圖の本區域に於て ternary eutectic を認めた點は Bowen の考と異つて居る。

Bowen に従へば複雑なる成分を有する岩漿即鐵、苦土、石灰、アルカリ等を相當量含む礬土硅酸鹽溶液から分別結晶作用 (fractional crystallization) の結果生ずる殘留溶液 (residual solution) の成分はアルカリ-礬土硅酸鹽に近いものであるとのことである。換言すれば流紋岩、粗面岩、響岩及びこれ等に相當する深成岩類の岩漿は、皆上記作用によつて生じた所謂殘留岩漿であつて、其成分は三成分系 $NaAlSiO_4-KAlSiO_4-SiO_2$ 中の低温溶融

帶中に分布するものであることを論じた。

花崗岩中の球顆岩石も一種の殘溜岩漿の生成物であるから、其化學成分は上記 Bowen の殘溜岩と如何なる關係にあるかを知らんと欲し、Bowen が Rift Valley 地域產岩石中及び經岩、アルカリ粗面岩、パンテレリア岩及び流紋岩の Daly の平均化學成分に對して行つたと同じ方法で化學成分を處理し、これを Bowen の三成分平衡圖中に記入したものは第拾壹圖であ

第 拾 壹 圖



Bowen の Nephelite-Kaliophyllite- SiO_2 の熱平衡圖
 B. 猿投山產球顆、同岩の matrix; GI 及び GII. 同
 地產 granites; 1—5 microcline graphic granites; 6
 and 7 oligoclase graphic granites; ph. 15 phonolites;
 T. 32 alkaline trachytes; pa. 12 pantellerites; R,
 102 rhyolites.

る。この圖には又前に記せる Vogt が集めた文象花崗岩の成分も同様に處理して圖示した。圖中 B は猿投山產球顆の成分、M は同充填岩の成分、GI, GII は花崗岩の成分、1, 2, 3, 4 及び 5 は微斜長石文象花崗岩で 6 及び 7 は灰曹長石文象花崗岩である。同圖で見る様に本研究の問題とした球顆は花

崗岩の殘溜液の生成成分であつても Bowen 所論の殘溜液固結岩と其成分を異にするものである。其差異の主要點は同じく alkali-alumina silicate system ではあるが、特に Or 分子に富む種類である。

Bowen の所論では殘溜液が Na_2O に比較的富む alkali-alumina silicate system であれば説明が一般に容易であるが、 K_2O に富む場合に對してはある説明を試みて居るが¹⁾ 未だ一般的でない様である、換言すれば殘溜岩漿が加里長石に富む場合に對して一層充分なる説明を聞きたいのである。

本地域内に諸所に露出する球顆岩體の容積は狭小なものであつて其幅員は數米乃至數十米を出でない。相當大なる花崗岩塊の一部分に斯の如き特殊構造のものが如何にして生成されたかを考へて見たいのである。本岩の岩脈でないらしい事は既に本岩の産狀の章で述べた。然らば峯寺山の場合の如く基盤水成岩を花崗岩漿の捕獲熔融再結晶せしめたのであらうか、これは本球顆岩及び充填岩の礦物及び化學成分より見ても考へ難いことで、寧ろ花崗岩漿のある程度分質作用を受けたるものと思ふのが普通の様である。球顆の化學成分が微斜長石文象花崗岩と近似の性質を呈するが如きはこれを實證すべき一例と思ふ。

同一成分の岩漿と雖も必ずしも同一構造の岩石を生ぜざる例は吾人の屢々經驗する所で、この場合には化學的には揮發成分、物理的には岩漿の冷却速度等が主に影響すると考へられる。

球顆の内核に花崗岩構造を呈するものあるは本岩漿の結出初期に於て僅かの物理的或は揮發成分の濃度等に局部的差異を呈する時はこれを現出すること容易に想像さるる所である。前述の如く球顆岩の晶出順が單種結晶—2種結晶—3種結晶と順序を追ふ場合は正規の晶出なるも、内核が三種以上結晶の花崗岩構造を呈する場合は過冷 (under cooling) を考ふれば容易に説明し得ると思ふ。

1) N. L. Bowen, The Evolution of the Igneous Rocks, p. 231, 1928.

第四圖に見る様に球顆岩を貫き細き半花崗岩脈の發達するは明かに球顆岩石が本花崗岩塊最後晶出の岩石でなく猶其後に一層粘度の小なる半花崗岩岩漿の殘溜して居つた事を證するので球顆岩石成因の考察に資すべき主要現象であると思ふ。

球 顆 晶 出 の 溫 度

前述の如く本球顆岩は略 Vogt 又は Bowen の $Qu-Or-Ab+An$ の熱平衡關係で晶出したと考ふるのであるが、Vogt 及び Bowen 共に $Qu-Or-Ab+An$ 系の二共融點以下の温度の事に關しては明示してない、これは未だ實驗が完了しない爲で止むを得ない。幸ひ最近常教室に於ては神津教授¹⁾ 並びにその共同研究者に依り石英の蝕像實驗に依り温度を推定する研究が行はれ、既に石川山産ベグマタイト中の塊狀石英、空洞壁の自形水晶及び文象花崗岩中の石英並びに苗木産長石と共生する石英についても夫々實驗が行はれ、温度が推定せられてゐる。本球顆岩外殻の文象花崗岩構造に近いボーキリチック構造の部分の蝕像實驗を行ふまでには未だ至つてないが、充填部の空洞壁の石英の蝕像實驗は神津教授並びに待場學士に實驗して戴いた。その結果本石英の晶出温度は少くとも 573° 以下であると言ふことである。

擧筆するに當り、本稿を御校閲下され、且つ重要なる點につき御叱正を辱ふした神津先生に重ねて深謝する(完)。

本研究に要した費用の一部は日本學術振興會の補助によつた、茲に同會に對し深謝の意を表する。

1) 神津叔祐及び待場勇, 岩礦雜誌, 第 19 卷, 1~17 頁, 昭和 13 年。

神津叔祐及び大森啓一, 岩礦雜誌, 第 19 卷, 255~269 頁, 昭和 13 年。

臺灣花蓮港廳豐田村西方山地に産出する石綿に就て

理 學 士 國 府 健 次

緒 言

曩に臺北州羅東街に居住する砂田氏が花蓮港廳豐田村西方山地に産出する石綿の標本を當研究所に持参して、その品質の鑑定を乞ひたるが端緒となり、¹⁾ 筆者は命ぜられて親しく産出現場を踏査し、その際採取せる試料に就き研究をなしたる故茲にその結果を報告せんとす。

産出地の位置、地形及び交通

この礦物産地は花蓮港街より臺東線によりて南下する事約20軒の地點たる豐田村より西方約4軒の標高900米餘の山地の稜線に近き所にして、この稜線を南西の方向に約1軒登れば標高1200米餘の原蕃腦山に達す。この産出地稜線は東よりやや北寄りの方向に延び、産出地附近に於ては東西側(即ち豐田村より登る方向に)に急傾斜をなす。又この稜線より西北側即ち反對の側に下れば花蓮港に注ぐ蕃溪の支流たる白鮑溪の溪谷に達し、この方面にも亦石綿の産出地あり。この産出地に至るには花蓮港より出發して豐田村より一つ手前の壽驛に下車し、蕃溪に沿ひて北西に進み、交流點より左に折れて白鮑溪の溪谷を遡るもよろしく、この行程は山の麓まで約10軒なり。即ち兩産地共交通は便ならずして、稜線附近のものは山麓(豐田村より西方3軒餘)より急峻なる縊路を登攀し又白鮑溪々谷よりするものは、白鮑溪を點綴する小路を遡らざるべからず。

産出地附近の地質

この附近の地質は本島東部を縦斷する所謂結晶片岩系に屬し、主として石墨片岩よりなり、この石墨片岩を角閃片岩化せる角閃岩が岩床狀に貫き、この角閃片岩の大部分は蛇紋岩化せり。この角閃片岩(即ち蛇紋岩)々

1) 國府健次, 臺灣地學記事, 第三卷(昭和七年), 105~107頁。

床は屢々互層狀に石墨片岩を夾み、從つて蛇紋岩と石墨片岩との境界は整合層狀を呈する所もあれど、又屢々凸凹不規則なる狀態を示す。且つこの附近の地質は擾亂甚しく、從つて小斷層に富む。

石墨片岩の走向は、この附近に於ては、東西に近く、20 度乃至 40 度北方に傾斜するも、南方に於ては、走向は漸次北東寄り、に轉じ、西方に 20 度乃至 50 度の傾斜となる。

石綿の産出狀態

本産出地に於ては前記砂田氏が目下數多の坑道を穿ち探礦中にして、その産出狀態を調査する上に大いに便利なり。

さて前記の如く石墨片岩を角閃片岩が岩床狀に貫き、而してその角閃片岩は殆んど蛇紋岩化せるが、此處に石綿に迄移化變成せる二つの徑路を見る。その一つは、

(角閃岩)→角閃片岩→蛇紋岩→石綿(溫石絨)

にして他の一つは、

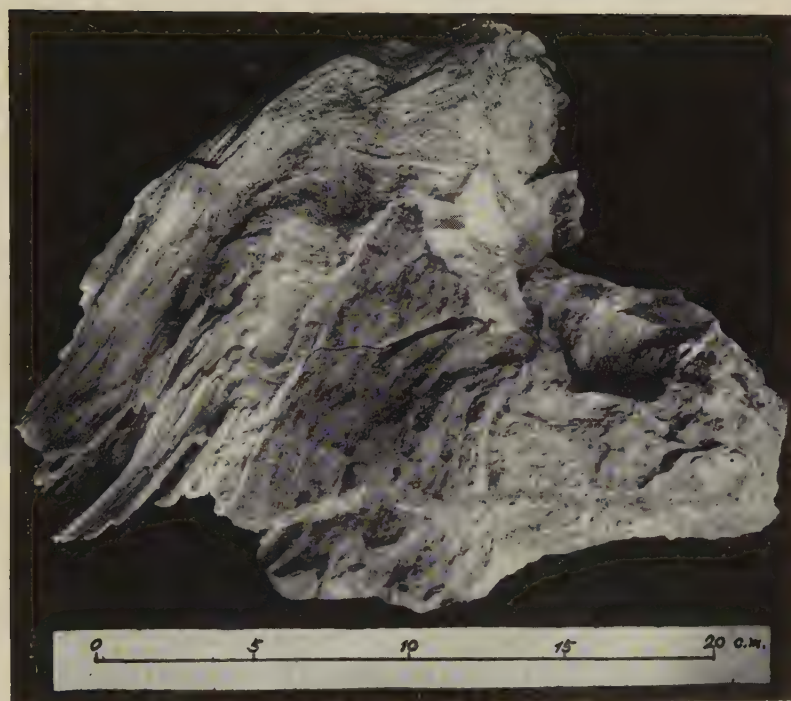
(角閃岩)→角閃片岩→石綿(石絨)

なり。即ち前者は角閃片岩(むしろ角閃岩)が一旦蛇紋岩に變化し、それが石綿に移行せるものにして、これは溫石絨(蛇紋石屬石綿)(chrysotile)に屬し、後者は角閃片岩より直接石綿に移化せるものにして、これは石絨(角閃石屬石綿)(asbest)に屬す。¹⁾

而して兩系統の石綿は概して蛇紋岩々床中に石墨片岩の成層面に略々平行なる、厚さ 10 厘乃至 50 厘の層狀をなして相錯綜して介在し、其他蛇紋岩中を縱横に走れる割目にも存在す。而してこの兩種石綿は相錯綜して介在せるに加へて、それ等の纖維の方向は區々にして、近接せる個所に於て屢々互に直角に延長せり。即ちこの兩種石綿が相錯綜して存在する事は角閃片岩の蛇紋岩化せるものと角閃片岩とが相錯綜せる事を示し尙ほ後に述ぶる如く溫石絨の方が遙かに多き事は角閃片岩が大部分蛇紋岩化せるを示すも

1) 商工省、1932：日本地質礦產誌。

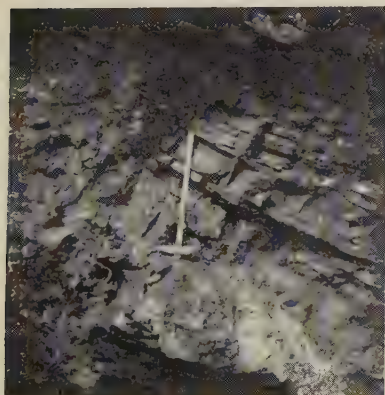
第 壹 圖



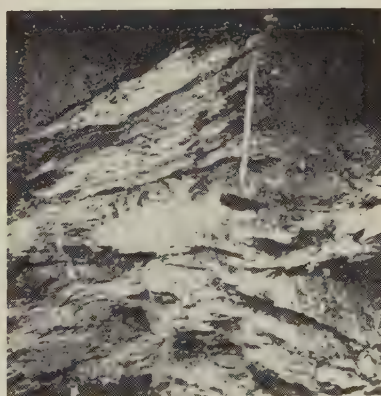
蛇紋岩に附着せる溫石絨(白色纖維狀の部分)を示す

第 貳 圖

第 參 圖

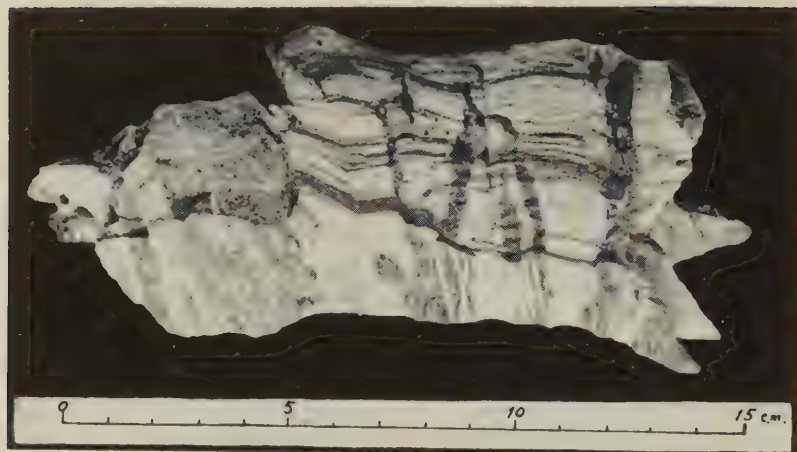


石墨片岩と蛇紋岩(白色の所)
との境界を示す



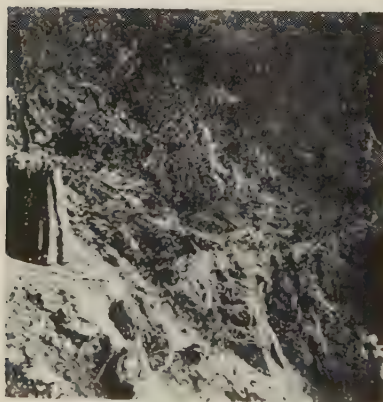
石綿層を示す

第 四 圖



蛇紋岩の割目に存在する溫石絨白色纖維狀の部分を示す

第 五 圖



石棉産出地（坑道右側の道路より下は石炭片岩にして上は蛇紋岩なり）

第 六 圖



石棉産出地を豊田村方面より望む（×印の旗下の稜線に近き所が産出地にして山の縦線は索道の在る所なり）

のなり。

角閃片岩及び蛇紋岩の岩石學的性質及び石綿の礦物學的性質

A 角閃片岩 角閃片岩¹⁾はこの附近に於ては稀に存在し、角閃岩より變成せしものと思はる。美麗なる綠色を呈し片理に富み、半透明にして多少絹糸光澤を有し、硬度約 5、比重 3.02 なり。

薄片を偏光顯微鏡下に檢すれば、無色透明にして且一つの方向に略平行に配列せる纖維狀の單一種類の礦物よりなり、屈折率は比較的高く、浸液法によりて測定せる結果は次の如し。

$$\alpha' = 1.606 \quad \gamma' = 1.627$$

故に複屈折は $\gamma' - \alpha' = 0.021$ にして、顯微鏡下に於ては灰白色乃至淡黃色を示す。又斜消光を示し消光角は小なり。

この礦物は後掲の化學成分をも参照して角閃石類中特に軟玉 (nephrite) 又は陽起石 (actinolite) に屬するものと考へられ、²⁾ その構造より見ても石綿に移化する途中のものと判定さる。

B 蛇紋岩 蛇紋岩は前記の如くこの附近に於て發達著しく、稍塊狀を呈せる點よりしても、むしろ角閃岩より直接變成せりと考ふべきものなるべし。

暗綠色塊狀を呈し、割合に堅緻にして、又稍纖維質化せる部分もあり。

薄片を偏光顯微鏡下に檢すれば、無色透明の葉片狀乃至纖維狀結晶の蛇紋石及び磁鐵礦よりなる。

蛇紋石は屈折率割合に低く、浸液法によりて測定せる結果は次の如し。

$$\alpha' = 1.565 \quad \gamma' = 1.574$$

故に複屈折は $\gamma' - \alpha' = 0.009$ にして低く、顯微鏡下に於ては灰白色を示す。

1) 國府健次、前出。

2) C. Doelter, Handbuch der Mineralchemie, II, 1, — Dresden und Leipzig, 1914, S. 611. 668.

細長き結晶は方向不定の相錯綜せる状態に配置せられ又直線消光を示す。又部分によりては平行に纖維狀結晶が配列して、やや石綿化せるを示せり。

磁鐵礦はやや大なる不規則粒狀をなして撒布せらる。

C 石絨 asbest 次に石絨(角閃石屬石綿)¹⁾は前記の如く產出割合に少く、概して白色にして絹糸光澤を有し、彈力に富み觸感滑らかにして、これを紡績して絲狀となすときは細纖維となれども、露頭に近く風化作用を受け居るためかやや抗張力の弱き憾あり。

薄片を顯微鏡下に檢すれば、無色透明の細纖維狀結晶が略平行に配列せられ、屈折率は比較的高く、浸液法によりて測定せる結果は次の如し。

$$\alpha' = 1.603 \quad \gamma' = 1.615$$

故に複屈折は $\gamma' - \alpha' = 0.012$ にして、顯微鏡下に於ては灰白色乃至淡黄色を示す。

又斜消光を示す(消光角は小なり)。

以上及び後掲の化學分析結果によりてこの石綿が角閃片岩より變化せる事を首肯し得べし。

D 溫石絨(chrysotile) 溫石絨(蛇紋石屬石綿)は比較的多量に產出し、概して綠色にして纖維割合に柔軟ならず。而してその纖維固きものにありては針狀結晶の緊密なる集合よりなり、蛇紋岩との識別困難なるものあり。

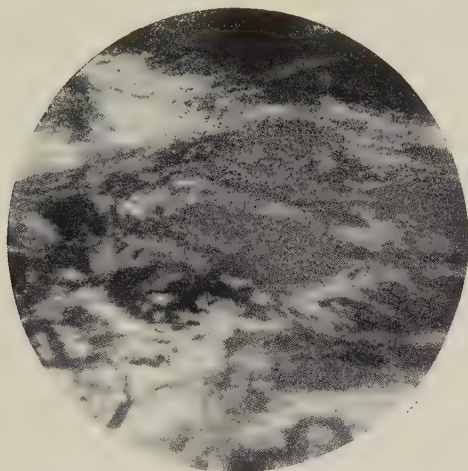
薄片を顯微鏡下に檢すれば、無色透明の平行に密接して配列せる石綿の細き纖維狀結晶より成り、屈折率は割合に低く、浸液法によりて測定せる結果は次の如し。

$$\alpha' = 1.567 \quad \gamma' = 1.575$$

故に複屈折は $\gamma' - \alpha' = 0.008$ にして低く、顯微鏡下に於ては鈍き灰白色を示す。

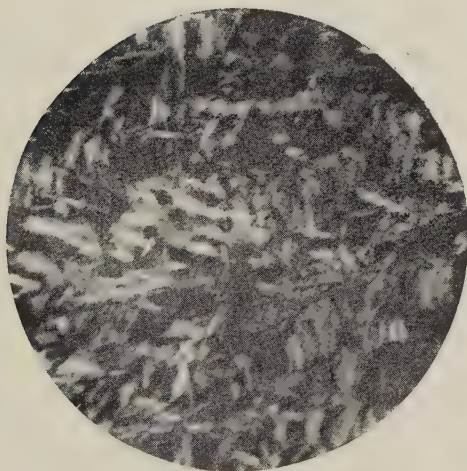
1) M. A. Peacock, The Nature and Origin of the Amphibole-asbestos of South Africa, The American Mineralogist, vol. 13, 1928, pp. 241~285.

第 七 圖



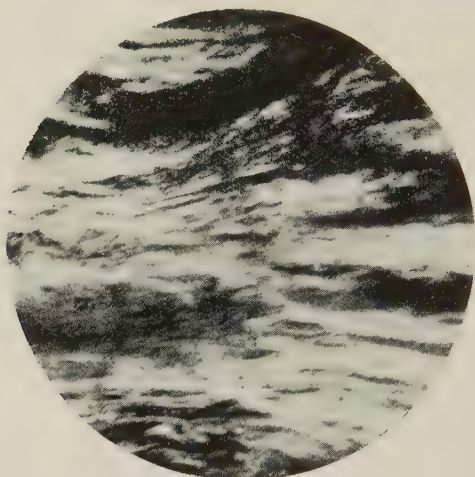
角閃片岩(十字=コル, $\times 134$)

第 八 圖



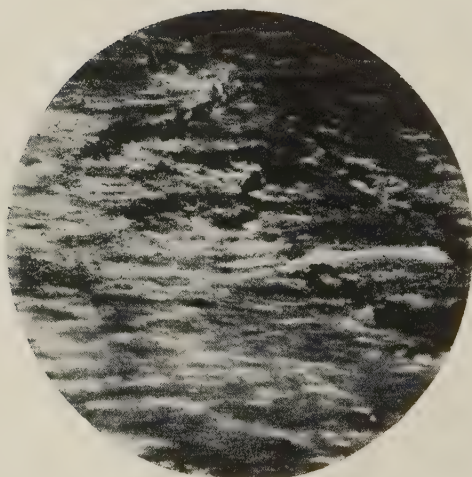
蛇 紋 岩(十字=コル, $\times 69$)

第九圖



石 絨(十字=コル, ×69)

第十圖



溫 石 絨(十字=コル, ×69)

又直線消光を示す。

即ちこれ又、以上及び後掲の化學分析結果によりて、この石綿が蛇紋岩より變成せる事を首肯し得べし。

これ等の化學分析結果は次表の如し。

角閃片岩、蛇紋岩及び石綿の化學分析表

	A	B	C	D
SiO ₂	53.92	38.75	57.83	40.49
Al ₂ O ₃	0.83	1.79	0.33	3.13
Cr ₂ O ₃	0.29	0.25	none	none
Fe ₂ O ₃	3.42	6.43	3.76	0.39
FeO	2.03	1.72	1.24	0.69
TiO ₂	tr.	tr.	none	none
MnO	0.70	0.09	0.07	0.04
NiO	0.13	0.14	tr.	0.10
MgO	20.35	35.98	27.00	36.41
CaO	11.81	none	4.56	none
Na ₂ O	2.11	2.32	0.17	2.12
K ₂ O	0.68	none	none	none
H ₂ O(+)	3.65	11.49	1.41	13.21
H ₂ O(-)	1.02	1.20	2.82	3.55
Total	100.94	100.16	98.65	100.13

A: 角閃片岩

B: 蛇 紋 岩

C: 石 絨 (角閃石屬石綿)

D: 溫 石 絨 (蛇紋石屬石綿)

この化學分析結果を吟味するに、A は角閃石屬の軟玉(nephrite)又は陽起石(actinolite)類似の化學成分にして、C もそれより變成せるものと首肯せられ、B 及び D は蛇紋石の化學成分に相當す。

今 B 及び D より分子比を計算すれば、

	B	D	數 比
SiO ₂	0.6452	0.6742	2
FeO }	0.0239 }	0.0096 }	3
MgO }	0.8924 }	0.9030 }	
H ₂ O	0.6376	0.7331	2

となり、従つて分子式は $3(\text{Mg, Fe})\text{O} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ にして、これは蛇紋石のそれに相當す。

この外注意すべきは、A 及び B が Cr_2O_3 を含み又 A, B, C 及び D の何れもが NiO を含有する事なり。特に NiO は含有量小なりとは言へ目下我國の情勢よりして注目すべきものとなるべし。

尚ほクロムは比色法により、又ニッケルは 2 メチルグリオキシキム—アンモニヤ法によりて定量せり。

結 言

本石綿礦床は花蓮港廳豐田村西方山地に在りて、本島東部を縦斷する結晶片岩を貫く角閃片岩(角閃岩)岩床の大部分蛇紋岩化せるものの中に胚胎し、產出狀態の調査及び礦物學的性質の研究の結果よりして、本產地の石綿には角閃片岩より直接變成せる、概して白色の角閃石屬石綿即ち石絨と、角閃片岩(むしろ角閃岩)より一旦蛇紋岩に變質し、それが石綿化せる、概して綠色の蛇紋石屬石綿即ち溫石絨との二種類がある事判明せり。尚ほ石絨は比較的存在少く、これに反して溫石絨は多量に存在す。

(臺灣總督府中央研究所工業部無機工業化學科にて)

(昭和十三年三月九日稿)

研究短報文

黃鐵礦の光學異常について

理學士 渡邊新六

黃鐵礦は等方性の結晶であるのに、研磨面を反射顯微鏡直交ニコルの下で觀察すると、(1) 常に全く暗黒とはならず、僅かにうす明るく見え、(2) 又屢鏡臺を一回轉する中に、四回づつ交互に明暗の位置に來、且つその明るい位置では、赤褐色或は青綠色の色彩を示し、恰も非等方性の礦物であ

るかの様な現象を呈する。

此の黄鐵礦の光學異常性は、古くから多數の人々の注意を惹き、多くの研究がなされたが、未だ充分解決せらるるには至つてゐない。¹⁾

筆者は今回神津先生の御指導の下に、16 個の黄鐵礦の研磨面について、此の現象を観察した。未だ到底この問題を解決するには至らないが、觀察結果の概略を報告して、將來の研究に資し度い。

簡單の爲めに觀察結果の概要を第壹表として掲げた。今回の實驗では黄鐵礦の示す異常光學性の中、(2) の方の直交ニコル下で示す色彩の變化に主として注目した。此の表の中、非等方性と云ふのは鏡臺を回轉するとき示すこの色彩の變化を指すものとする。この色彩の變化は往々、可成甚しく、赤褐色より青綠色に變化し、白鐵礦の示す非等方性色彩に殆んど等しい場合があり、單獨の觀察では、異常光學性を示す黄鐵礦であるか、白鐵礦であるか或は白鐵礦と黄鐵礦との混合物であるかは遽に決定出来ない。

しかし、觀察の結果を整理して見ると、大體に於て研磨の際のアラムイガキの跡が未だ残存してゐて、研磨の仕上げの十分でないものは非等方性色彩を示すこと甚しく、白鐵礦との區別が曖昧になるものが多いが、仕上げの十分なものでは、此の色彩は殆んど見られない。依つて、No. 4 足尾銅山産曲面黄鐵礦、²⁾ No. 10 青森縣下北郡青森礦山産曲面黄鐵礦³⁾ 及び No. 13 尾平礦山産の白鐵礦の薄膜に覆はれた曲面黄鐵礦⁴⁾ 等時に白鐵礦に紛らはしい程の非等方性色彩を示すものを更に十分に研磨せしめたのに、第壹表の No. 4, 10 及び 13 の各項の下段に表示したやうに、非等方性色彩の變化を殆んど示さない様になつた。

1) H. Schneiderhöhn & P. Ramdohr, Lehrbuch der Erzmikroskopie, II, 159, 1931.
R. W. van Der Veen, Mineragraphy and ore-deposition, 34~35, 1925.
J. Königsberger. Centralb. Min. etc, 1908, 597~605, この中には Quinke, Drude, 及び Du Bois 等の研究の概略を摘録してある。

2) 岡田以知二, 地質學雜誌, 第 40 卷, 443~472, 昭 8.

3) これは木下龜城氏から神津先生に贈られた標本である。

4) 渡邊新六, 岩石礦物礦床學, 第 20 卷, 33~36, 昭 13.

第 壹 表

No.	供 試 標 本			研磨	非 等 方 性
	産 地	形	態		
1	足尾 1	曲面黄鐵礦の集合		不良	少しく認めらる
2	足尾 2	曲面黄鐵礦の集合		不良	少しく認めらる
3	足尾 3	曲面黄鐵礦の集合		不良	相當に認めらる
4	足尾 4	曲面黄鐵礦の集合		不良	相當に認めらる
				良	殆んど認められず
5	足尾 5	曲面黄鐵礦の集合		良	殆んど認められず
6	足尾 6	曲面黄鐵礦の集合		良	殆んど認められず
7	小坂 1	六面體の單一結晶		良	殆んど認められず
8	小坂 2	六面體の單一結晶		良	殆んど認められず
9	小坂 3	五角十二面體の單一結晶		良	殆んど認められず
10	青森 1	曲面黄鐵礦の集合		不良	明に認めらる
				良	殆んど認められず
11	青森 2	曲面黄鐵礦の集合		不良	明に認めらる
12	尾平 1	曲面黄鐵礦の集合		不良	明に認めらる
13	尾平 2	曲面黄鐵礦の集合		不良	明に認めらる
				良	殆んど認められず
14	國富 1	八面體の單一結晶		不良	少しく認めらる
15	日立 1	六面體の單一結晶		不良	相當に認めらる
16	奥戸 1	曲面黄鐵礦の集合		不良	少しく認めらる

故にこの現象は研磨の良否に依るもので、白鐵礦の存在に依るものではないと考へられる。神津先生の御好意に依り、高根助教授が No. 4 の足尾銅山産曲面黄鐵礦の粉末 X 線寫眞を撮られ、このものは白鐵礦でもなく、又白鐵礦と黄鐵礦との混合物でもなく、普通の黄鐵礦であることが明にせ

られた。

斯く研磨の良否がこの現象の一つの原因と考へられるが、尙ほ茲に考ふべき事がある。白鐵礦は研磨其他の機械的原因で、黃鐵礦に變化すると報告がなされてゐるから、¹⁾ 激しく研磨した爲めに非等方性の白鐵礦が等方性の黃鐵礦に變化したのではないかと危懼が抱かれる。しかし、神津先生は白鐵礦に關する御研究に當つて、²⁾ 此の變化に注意せられたが、この現象は認められなかつたと御報告せられてをて、此の疑問は全く除かれてゐる。

又第壹表 No. 13の尾平産の黃鐵礦はその表面及び割目等に明な白鐵礦の附着してゐるものであるが、研磨の十分でなかつた時には、核をなす曲面黃鐵礦も相當に色彩の變化を示し、之も白鐵礦ではないかと疑はれる程であつた。十分に研磨した後では、この核をなす黃鐵礦は非等方性色彩を殆んど示さなくなつたのに、白鐵礦の部分は依然として甚しい非等方性を示し、黃鐵礦に變化したやうな形跡は更に認められなかつた。

故に十分研磨の後、非等方性の殆んど見えなくなつたのは、白鐵礦が黃鐵礦に變化した爲めではなく、單に研磨面が粗雜なものから平滑なものに變化したことに依るものと思はれる。粗雜な研磨面では直角に反射されない光も相當ある事になる。これが恐らく、この現象の主要な原因ではないかと考へられる。

J. Orzel 等の異常光學性黃鐵礦についての報告には、³⁾ 寫眞が附いてゐるが、それで見ると矢張研磨が十分でない様である。

以上を要約すると次の様になる。

(1) 黃鐵礦は研磨が十分でない時には、白鐵礦に似た非等方性を示すが、

1) Anderson, Am. Journ. Sci 25. 315. 1933,
H. Schneiderhöhn & P. Ramdohr. Lehrbuch der Erz-mikroskopie, II, 193, 1931. の中に Frielinghaus の此の問題に關する研究が引用してある。

2) 神津敏祐, 高根勝利, 岩石礦物礦床學, 第 19 卷, 295~306, 昭 13.

3) J. Orzel & G. R. Plaza, Bull. soc. franc. min., 51. 213. 1928

研磨を十分にすれば、殆んど之を示さなくなる。

(2) この現象は研磨の際に、白鐵礦が黃鐵礦に變化する爲めではなく、研磨面が平滑であるか不平滑であるかに依るものであらう。

(3) 所謂曲面黃鐵礦は白鐵礦と黃鐵礦との混合物ではない。

擱筆に當り、終始御懇篤な御指導を賜つた神津先生に對して深く感謝の意を表する。

本研究に要した費用の一部は日本學術振興會から神津教授に支給されたものの一部である。茲に同會及び神津教授に深謝の意を表する。

白鐵礦より黃鐵礦への變移の粉末寫眞上の再吟味

理 學 士 根 橋 雄 太 郎

本誌第十九卷第六號に於て神津教授と高根助教授とは福島縣河沼郡赤羽根礦山産の白鐵礦を用ひて、白鐵礦の黃鐵礦への變移を研究して、 430°C と 440°C との間に於て著しき變化をなすことを認め、¹⁾ その實驗條件の下にては 435°C にて變移するものと決定せり。同論文に於ては 430°C 及び 440°C に加熱せるものの粉末寫眞の吟味を缺くことを附言せり。²⁾ 筆者は神津先生及び高根博士の御指導の下に 430°C 及び 440°C に加熱せる白鐵礦粉末を用ひて撮れる粉末 X 線寫眞を解折し、寫眞上に現れたる各廻折線の説明をなし、白鐵礦の黃鐵礦への變移現象を再吟味せるを以て茲に報告せんとす。

第壹圖にはこれら粉末寫眞を線圖に表したるものを掲げ、右方が 430°C のもの、左方が 440°C のものを示し、その線の幅を以つて大體の濃度を表せり。 430°C の粉末寫眞より 2θ 値を測定して、それに慣用の補正曲線を用ひて補正を施し、それより $\sin \theta$ 値を求めたり。第壹表第一縱列にはフイ

1) 岩石礦物礦床學 19, (6), 總 355 昭和十三年寫眞 430° 及び 440°C 參照。

2) 岩石礦物礦床學 19, (6), 總 364, 昭和十三年。

第 壹 表

Marcasite from Akabane
(430°C. 2.5 hs. FeK)

No. of refraction	2l corrected	Intensity	sin θ	Indices			
				pyrite		marcasite	
				α	β	α	β
1	33.76	20	0.275	110
2	39.42	20	0.317	020
"	"	"	"	101
3	33.82	50	0.363	200	020
"	"	"	"	101
4	46.33	5	0.372	120
5	49.29	30	0.398	111
6	51.56	30	0.413	120
7	54.73	5	0.437	211
8	63.66	30	0.504	201?
9	70.29	45	0.547	211
10	73.58	5	0.569	002
"	"	"	"	220
11	76.27	5	0.591	311
12	78.45	20	0.604	031
13	82.50	5	0.630	221
14	84.43	10	0.643	131
15	89.70	10	0.666	310
"	"	"	"	022
16	95.06	10	0.709	040
"	"	"	"	301
"	"	"	"	122
17	101.27	3	0.742	140
"	"	"	"	320
18	104.52	3	0.755	231
19	108.62	3	0.776	141
"	"	"	"	321
"	"	"	"	222
20	112.21	10	0.797	241
"	"	"	"	312
21	114.73	10	0.817	132
22	119.91	20	0.863	240
23	128.75	10	0.873	422	400
24	131.71	40	0.885	241
"	"	"	"	312
25	135.87	3	0.902	113
"	"	"	"	432
26	140.94	20	0.917	150
"	"	"	"	042
27	144.00	10	0.926	511
"	"	"	"	333
28	146.75	20	0.936	411
"	"	"	"	142
"	"	"	"	051
"	"	"	"	322

第 貳 表

Marcasite from Akabane

(440°C. 3 hs. FeK.)

No. of refraction	2l corrected	Intensity	sin θ	Indices			
				tyrite		marcasite	
				α	β	α	β
1	33.66	5	0.275	110
2	37.81	20	0.308	111
3	39.72	20	0.322	200
4	43.97	90	0.363	200	020
"	"	"	"	101
5	49.70	55	0.398	210
6	51.91	10	0.413	120
7	54.73	55	0.437	211
8	57.30	10	0.458	220
9	64.22	50	0.504	220
10	78.72	30	0.535	221
11	70.60	30	0.547	211
12	76.96	100	0.591	311
13	78.95	40	0.606	312
14	80.93	40	0.618	222
15	85.14	50	0.643	230
16	89.00	50	0.666	312
17	89.65	50	0.675	310
"	"	"	"	022
18	95.16	5	0.709	040
"	"	"	"	301
"	"	"	"	122
19	101.27	5	0.742	140
"	"	"	"	320
20	104.52	5	0.755	231
21	108.62	20	0.776	331
22	112.62	50	0.797	240
23	116.69	50	0.817	421
24	120.51	50	0.835	332
25	121.67	50	0.840	431
26	129.71	80	0.872	422
27	132.32	30	0.885	430	241
"	"	"	"	312
28	141.04	30	0.916	510
"	"	"	"	431
29	144.80	200	0.926	511
"	"	"	"	333
30	146.55	20	0.936	411
"	"	"	"	142
"	"	"	"	051
"	"	"	"	322

ムル上の廻折線の番號，第二縱列には補正を施せる $2l$ 値を，第三縱列には廻折線の大概の濃度を，第四縱列には $\sin \theta$ 値を示せり。更に白鐵礦の格子恒數を

$$a_0 = 4.44\text{\AA}, \quad b_0 = 5.46\text{\AA}, \quad c_0 = 3.40\text{\AA}$$

として各廻折線の面指數を決定せり。それを第七及び八縱列に掲げたり。

第 壹 圖

Marcasite	Ryrite	440°	430°	Marcasite	Ryrite
110				110	
020, 101	111 200(β)			020(β), 101(β)	
	200			020, 101	200
120	210			120(β)	
	211 220(β)			111	
				120	211
	220			201?	
211	221			211	
	311 312(β)			002 220	311
	222			031	
	230			221	
	312			131	
310, 022				310, 022	
040, 301, 122				040, 301, 122	
140, 320				140, 320	
231				231	
	331			141, 321, 222	
	240			241(β), 312(β)	
	421			132	
	332 431(β)			240	
				400	422
241, 312	422 430			241, 312	
				113, 432	
	510, 431			150, 042	
411, 051, 142, 322	511, 333			411, 051, 142, 322	511, 333

之等の各廻折線の指數を吟味するに熱處理を施さざる白鐵礦¹⁾の場合に現れたるものは全部之を認め得たり。その他に3本の説明困難なる線と白鐵礦線に重複せりと思はるる2本の線とを見出せり。黄鐵礦の格子恒數を $a_0 = 5.12\text{\AA}$ として之等の線を指數づける時は 200, 211, 311, 422, 511 及び 333 と決定するを得たり。その他には説明困難なる廻折線は發見し得ざりき。故にこの變移現象の性質より，430°C にては既に多少の黄鐵礦を生じ

1) 岩石礦物礦床學 19, (6), 總 362, 昭和十三年。

て中間體とも言ふべき相は存在せずと言ひ得べし。此等の黃鐵礦の指數を第五及び六縱列に掲げたり。之を黃鐵礦單獨の寫眞と比較するに比較的濃度大なるもののみなるを知れり。この關係を一見して了解し易からしむる爲めに第壹圖右方に圖示せり。

全く同様にして 440°C 粉末寫眞をも解折せり。その結果を第壹表に掲げ、之を第一圖左方の線圖に記入して一覽に便せり。この場合には大多數の廻折線は黃鐵礦として指數づけられ、約 10 本の白鐵礦線を認むるを得たり。而してこの兩相以外と思はるる如き線は認むるを得ざりき。故に白鐵礦を 440°C に加熱する時は大部分は黃鐵礦に變移し、少量の白鐵礦の殘留するを知れり。

これらの吟味より神津先生が白鐵礦の黃鐵礦への變移溫度を 435°C と決定されしは大體に於て正鵠を得たるものと言ふを得べし。

本研究問題を筆者に命ぜられ且つ終始御懇篤なる御指導を賜りたる神津先生に深謝の意を表し、又 X 線實驗及び其結果の一切の處理を御教示下されたる高根助教授に感謝の意を表す。

本研究に要せる費用の一部分は日本學術振興會より神津教授に支給せられたるものの一部に屬す。茲に明記して同會並に同教授に深謝す。

花岡礦山產銅礦石の顯微鏡的研究

理學士 中 野 長 俊

序 言

黑礦々床の成因に就ては既に多數論議せらるる所にして、何れも交代作用によりて形成せられ、その溫度も比較的低温礦床に屬するものと考へらる。筆者は今回渡邊教授の御厚意によりて花岡礦山產礦石を貸與せられその顯微鏡的研究に従事しつつあり。礦石中の主要なる金屬礦物は黃鐵礦、黃銅礦、閃亜鉛礦、方鉛礦、斑銅礦、輝銅礦、銅藍、白鐵礦及び其他二三の

未決定礦物等にして、之等の各種礦物相互の關係は顯微鏡下に於ては頗る複雑を極め、そのうちには又特に興味を惹く共生關係を示せるものなどあれば、それらの二三を報述せむとす。

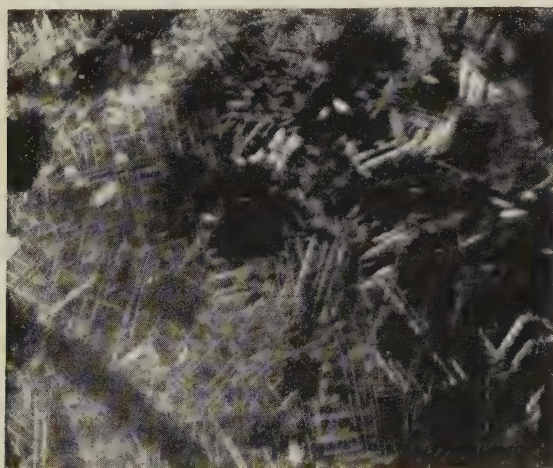
本報文を記載するに先ち、平素より常に御指導御鞭撻を賜れる神津教授並に渡邊教授に深甚の謝意を表す。

斑銅礦と黃銅礦の共生に就て

本礦床に現出する斑銅礦は之を反射顯微鏡下に於て觀察したる場合、その成生の時期をやや異にせる二種類に區別せらる。即ちその一は第一番坑七つ館西延と宇都線の交點附近のものにして、主として斑銅礦は黃鐵礦の周圍又はその間隙を、既に充填せる黃銅礦に附隨して多量に認めらるるものにして、其一部は更に輝銅礦及銅藍によりて交代せらるるものなり。

この斑銅礦を反射顯微鏡下にて高度の倍率にて觀察すれば、其内部には第一圖の如き黃銅礦の極めて微細なる格子狀共生を示せり。斯くの如き格

第 壹 圖



斑銅礦中の黃銅礦(白色)の格子狀共生を示す。

KCN にて斑銅礦を腐蝕す。

260×

子狀黃銅礦の成因に就ては從來多數の人々によりて種々論議せられ、之が單なる交代作用の結果か、或は兩礦物の固溶體離溶に基くものか、その何れに屬すべきかに就ては容易に決定しがたきものなれど、筆者は之を仔細に觀察したる結果、次の諸點によりて寧ろ固溶體離溶説を主張するものなり。

第 貳 圖



B. 斑銅礦 G. 方鉛礦 C. 銅 藍
Cp. 黃銅礦(白色部) Ba. 重晶石(黑色部) 約 100 ×

- (1) 黃銅礦の格子狀共生は斑銅礦の内部に一様に分布せられ、決してその周邊又は裂罅の兩側にのみ殊更集合せるものに非ずして、斑銅礦粒子の大きさの如何に拘らず常にこの共生が認めらる。
- (2) 格子を形成せる黃銅礦の各葉片は殆ど皆一樣の幅のものより成り、交代作用によりて形成せられたるものによく見るが如き、ある葉片のみが特によく發育せるなどの不揃ひのものを認むることを得ず。
- (3) 斑銅礦の周圍の黃銅礦は既に斑銅礦よりも以前に晶出したるものにして格子狀黃銅礦とは全く同時期のものに非ず。

從來斑銅礦と黃銅礦との共生に關しては早くより注意せられし所にして殊に Schwarz 氏¹⁾ は之等の共生體の加熱實驗を行なひたる結果、兩礦物は

1) G. M. Schwarz, Econ. Geol., Vol. 26, p. 186, 1931.

475°C 以上の温度に於て完全に固溶體を形成し、温度の低下と共に格子狀共生に分離すると言へり。然れども本礦床の如く一般に 475°C 以下の比較的低温にて形成せられたるものと考へらるる礦床に於ては斯くの如き共生構造も亦更に低温に於て形成せられたるものと考へ得べく、曩に渡邊教授¹⁾は北海道洞爺礦山産黑礦々石中にもこの種の斑銅礦と黃銅礦の格子狀共生を觀察せられて、恐らく固溶體離溶によるものと考へらる。

之等とやや類似したる成因をもつ斑銅礦と輝銅礦との場合に於ても、之亦 Schwarz 氏²⁾は 225°C 以上の温度に於て固溶體を形成すると述べたりしが、其後 Ray 氏³⁾は水の存在する場合には兩礦物は 90°~100°C の低温に於てもよく固溶體を生ずることを確めたれば、本礦床の斑銅礦と黃銅礦の格子狀共生も、もし黑礦々床の成生温度が現今一般に考へらるるが如き比較的低温のものとなれば、之に作ふ兩礦物の共生構造も、Schwarz の提唱せる 475°C よりも遙かに低温に於て形成せらるべきものにして、此點に關してはなほ今後の研究に於て明かにせらるべきものと信ず。

以上の如き格子狀共生を有する斑銅礦の他に更に本礦床中には之とやや性質を異にせる斑銅礦あり、即ち第二番坑鹿島線より得たる礦石に於ては斑銅礦は其内部には黃銅礦の格子狀共生を全く示すことなく、ただ周圍にある黃銅礦と相接したる部分に於てのみ葉片狀黃銅礦が格子狀に相交錯せるものありて、第貳圖に示すが如く前述の格子狀共生とは全く性質を異にするものの如し。恐らく之は次の理由によりて交代作用のために形成せられたるものと考へらる。

- (1) 格子狀黃銅礦は單に斑銅礦の周邊又は裂罅に沿ひて浸入したる黃銅礦と接する部分に限られ、内部に於ては全く認め難し。
- (2) 格子をなせる黃銅礦の各葉片の形狀及びその大きは一様に非ずして

1) 渡邊萬次郎：地球、第 5 卷、大正 15。

2) G. M. Schwarz, Econ. Geo., Vol. 23, p. 331, 1928.

3) J. C. Ray, Econ. Geol., Vol. 25, p. 433, 1930.

交代作用の程度によりて大小種々のものを生じたるものの如し。

- (3) この斑銅礦に接したる周圍の黃銅礦は明かに斑銅礦よりも後期成生のものにして、格子狀黃銅礦と同時期のものと認め得べし。

即ちこの場合には黃銅礦は斑銅礦よりも遅れて晶出したるものにして、斑銅礦の周邊又はその裂隙に沿ひて之を交代し、其場合特に斑銅礦の内部構造に支配せられて斯くの如き共生を示せるものなるべし。

以上の結果より考へれば、本礦床に現出する斑銅礦は、初めより既に成分の異なる二種の溶液より形成せられたるものにして、そのうちの一是黃銅礦成分を固溶體として多量に含めるものが周圍の黃銅礦よりも後に引續きて晶出し、其際含有せる黃銅礦を格子狀に離溶晶出せしめたるものなり。

第二のものは黃銅礦の格子狀共生を示さざる、顯微鏡的には均質なる斑銅礦として晶出したるものが、其後之と接して晶出したる黃銅礦のために交代せられ、主として斑銅礦の周緣又は間隙に沿ひて黃銅礦の一部が格子狀に交代せるものなれば、茲に二様の格子狀構造を現出したれども、その成因に關しては、一是固溶體離溶に起因するもの、又第二のものは特に斑銅礦の内部構造に支配せられたる交代作用による格子狀構造にして、夫々相異なる經路を示せり。

この二様の格子狀共生のうち前者に就ては、その成生温度に關して既に Schwarz 氏が實驗的に 475°C 以上を要すと論じをれども、之を本礦床の成生温度と對比すれば、やや温度の相違を見るものなれば、この點を確定にせむにはなほ適當なる設備のもとに兩礦物の熱的實驗を行ひ、兩礦物の成生温度を更に吟味すると共に一方に於ては多數の例證によりて礦床の成生温度を推定し、この兩者が一致すれば始めて黃銅礦と斑銅礦との固溶體形成の温度が重要な役割を示すに至るものと云ふべし。

抄 錄

礦物學及結晶學

5446. 方沸石の合成に就いて Sirén, A.

著者は NaOH, Al (OH)₃ 及び珪酸ゲルを方沸石の割合に混同し、アルカリ性溶液中に於て種々の温度に加熱し、方沸石の合成實驗を行ひたるに、方沸石の合成に最も適當せる温度は約 200° なる事を知りたり。(Bull. Comm. geol. Fin. 119, 116~118, 1937)〔待場〕

5447. Iddingsite の生成 Edwards, A. B.

曩に Ross 及び Shannon は iddingsite MgO, Fe₂O₃, 3SiO₂, 4H₂O の成因、產出狀態、化學成分及び物理性に就いて研究し、iddingsite は風化の生成物には非ずして、熔岩の終末冷却期に瓦斯、水及び橄欖石間に於ける或る作用に依りて生ずるものなりと結論せり。これに對し筆者は iddingsite は溢流中又はその後、その溢流時に於ける岩漿の温度に依りて生ずるものなりとの結果を得たり。(Am. Min. 23, 277~281, 1938)〔大森〕

5448. 鏡鐵礦の底面上に於ける石英の連晶 von Gliszczynski, S., Stoicovici, E.

鏡鐵礦の底面上に於ける石英の連晶に就て結晶構造學的に研究せるものなり。鏡鐵礦の單位格子恒數を高溫石英及び低溫石英と比較するに、夫々 $a_0 = 5.03 \text{ \AA}$, 5.01 及び 4.89 にして、此等は極めて類似す。又主軸に於ては $c_0 = 13.74 \text{ \AA}$, 5.47

及び 5.38 にして、鏡鐵礦の 2 倍は石英の 5 倍に近似す。鏡鐵礦の菱面體結晶面の底面との一交叉線に、石英が主軸を平行にし、(10 $\bar{1}$ 0) 面にて連晶する時には、兩礦物の單位格子は良く一致す。又鏡鐵礦の底面と石英の (11 $\bar{2}$ 0) 面との場合も同様なり。更に石英が (10 $\bar{1}$ 0) 面にて連晶するも主軸の方向をやや斜にするもの、及び石英が菱面體結晶面にて連晶するものに於ける關係に就いて述べ、此等の總ての場合に於て低溫石英よりも高溫石英の方がより良く一致するとの結果を得たり。(Zentralblatt. 1938, 82~89)〔大森〕

5449. 斜方角閃石系及びカミングトナイト-鐵閃石系 Winchell, A. N.

筆者は既に發表せる角閃石の第二次研究 (Am. Min. 16, 250~266, 1931) の後に行はれたる多くの研究を總括し、斜方角閃石系及びカミングトナイト-鐵閃石系に於ける H₂Mg₇-Si₈O₂₃-H₂Fe₇Si₈O₂₄ 間の成分變化に伴ふ諸種の光學性並びに比重の變化に就ての變化曲線圖を作製せり。(Am. Min., 23, 329~333, 1938)

〔竹内〕

5450. Nevada 州 Ely 附近に於ける流紋岩中の柎榴石 Pabst, A.

本柎榴石は流紋岩の氣孔中に産し、直徑數耗乃至 10 耗を有し、濃赤色透明にして、(211) を主とし (110) を稀に加ふるものなり、分析結果 SiO₂ 36.28, Al₂O₃ 21.27, Fe₂O₃ 0.24, FeO 29.46, MnO 11.96, MgO 0.14, CaO 0.53, total 99.88 にして、almandite 69.3 %, spessartite 28.5 %, pyrope 0.6 %, grossularite 0.8 % andradite

0.8% を含めり。比重 4.26, 格子恒数 $11.531 \pm 0.010 \text{ \AA}$, 屈折率 $N(\text{Li}) = 1.820$, $N(\text{Na}) = 1.824$, $N(\text{Ti}) = 1.828$ を有す。
(Am. Min., 23, 101~103, 1938) [竹内]
5451, 北海道根室産粗粒玄武岩中の曹達沸石脈のエデル輝石の産状 鈴木醇

根室半島には北東東の方向を有し南々東に $15 \sim 20^\circ$ の傾斜を有する Senonian Formation が廣く發達し, 粗粒玄武岩質岩床によりて切らる。この粗粒玄武岩は灰色又は暗灰色にして粗粒より非顯晶質にして, 斑晶質石理の方沸石橄欖粗粒玄武岩最も普通なり。顯微鏡下に長石, 輝石, 方沸石の斑晶及び長石, 輝石, 磁鐵礦及暗色ガラスの石基とより成る。本地域の粗粒玄武岩は曹達沸石及び少量の石英, 方解石を含む脈石によりて一部分貫かれ, 最も著しき事は粗粒玄武岩の原生礦物は循環する曹達に富む溶液の作用により, 二次的礦物の成生せし事にして, 普通輝石はエデル輝石に, 斜長石は曹達沸石に, 橄欖石は蛇紋石又は綠泥石に變化す。普通輝石が曹達沸石脈と直接接觸する部分のみは著しくエデル輝石に變化せるは最も興味ある事にして, 普通輝石が曹達に富む溶液の作用により新しく作られたるエデル輝石は小結晶形を示し, 包裹物を含み新鮮なる外觀を呈す。現出状態より考ふるに, エデル輝石の成因は粗粒玄武岩の結晶作用に於ける殘溶液として逃げたる曹達に富む溶液と普通輝石との間の交代作用によりて生じたる事明かなり更に本地域のエデル輝石は本邦の他地域と産状を異にし, 沸石脈中にのみ起り曹

長石を伴はざるは興味ある問題なり。尙エデル輝石の結晶作用は上昇する曹達溶液の初期に起り, 曹達沸石は脈中の最後の成生物と考へらる。(J. Fac. Sci. Hokkaidō Imp. Univ. IV, 183~191, 1938) [瀬戸]

5442, Chile 産新礦物 Ungemachite 及び Clino-ungemachite Bandy, M. C.

(1) Ungemachite $\text{Na}_4(\text{K}, \text{Fe}''')_2(\text{OH})(\text{SO}_4)_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ は六方晶系に屬する無色乃至黃色透明礦物にして, 軸率 $a:c = 1:2.2966$ なり。空間群は C_{3i}^2 , 單位格子恒数は $a_0 = 10.84 \pm 0.02 \text{ \AA}$, $c_0 = 24.82 \pm 0.05 \text{ \AA}$, $a_0:c_0 = 1:2.290$ にして, 單位格子中に上記成分を二分子含有す。劈開は $\{0003\}$ 及び $\{111\}$ に完全なり。硬度 $2\frac{1}{2}$ 比重 2.287 ± 0.003 。光學性は一軸性負, 屈折率は $\omega = 1.502 \pm 0.002$, $\epsilon = 1.449 \pm 0.002$ なり。稀鹽酸に溶解す。分析結果は Na_2O 21.61, K_2O 11.35, Fe_2O_3 7.69, SO_3 40.23, H_2O 16.69, 不溶解物 2.07 total 99.64 なり。Chile の Chugucamata に塊狀變質鐵硫酸鹽中に sideronatrite に伴ひて産す。Strasbourg の Henri Léon Ungemach (1880~1936) の榮譽の爲に命名せり。

(2) Clino-ungemachite の結晶は單斜晶系に屬し, その軸率は $a:b:c = 1.6327:1:1.7308$, その軸角は $\beta = 110^\circ 40'$ なり。單位格子は偽菱面體にして ungemachite とは明かに異なれども, それらの肉眼的の區別は容易ならず。(Am. Min. 23, 314~328, 1938) [大森]

岩石學及火山學

5443. Spilite 反應の實驗的研究

Eskola, P., Vuoristo, U., Rankama, K.

spilite 反應は $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 + 4\text{SiO}_2 \rightarrow \text{CaCO}_3 + 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ なる方程式にて表はす事を得。著者は灰長石を水蒸氣壓の下に曹達と珪酸と共に加熱する事によつて曹長石に富む斜長石を生ぜしめたり。此の場合珪酸は石英の形、又は正珪酸鹽と重曹からの炭酸瓦斯との混合物の形で用ひ、種々の條件の下に十二種の實驗をなせり。この實驗の結果によれば spilite 反應及び再結晶は水の臨界點以上よりも以下に於てより完全でなり。最もよき結果を與へたるものは 310°C と 330°C の間の溫度に於けるものにして 264°C より 331°C までの最低溫度に於ける實驗にては純粹の曹長石を生じ、 360°C 或ひはそれ以上 560°C までの實驗にては灰長石或ひは中性長石を生じたり。炭酸瓦斯の壓力が非常に大ならざる場合は方解石又は白雲石が復産物として生ずる。重曹を用ひたる場合には 250°C 以下の溫度に於いてさへ沸石を生ぜず。曹長石は遊離珪酸の存在又は炭酸瓦斯と橄欖石との存在に於いては 250°C より 335°C の間に於ては常に生ずるも、沸石はアルカリ性環境の場合に於いて生ずるものの如し。又この實驗に於いて注意すべきは曹長石及び橄欖石の如き珪酸鹽が炭酸鹽に變化するといふ事實にして、この事は低溫變質作用をうけたる多くの珪酸鹽岩石の炭酸化作用を説明する

ものの如し。(Bull. Comm. geol. Fin. No. 119, 61~68, 1937)[待場]

5444. 中央ワシントン Chelan 底磐の岩石 Waters, A. C.

ワシントン州の Chelan Butte に於ては一底磐の固縁の花崗閃綠岩相が角閃片岩に貫入し、その周縁部に沿ひ、接觸角變岩及 migmatite の廣き區域構成せらる。野外調査、岩石學的研究及化學分析の結果、底磐に依り捕獲されたる片岩の包裹物は最初全く再結晶し、長石化作用を受け又珪化し、遂には之等は肉眼的に閃綠岩に類似せる粒狀變晶質岩になりし事及び角閃岩塊中の角閃石より主として成れる殘餘の未だ固體の珪長質成分が液化されし結果なりと考へられ、かかる中に捕虜岩の角閃石結晶は附近の岩漿より物質を沈澱して成長せり。かくの如き角閃岩塊は底磐中に起る basic schlieren と區別し難く、此地域の basichsc lieren は外來包裹物を表はすと考へらる。(Bull. G. S. Amer. 49, 763-794, 1938)[瀬戸]

5445. Vredefort 地方の古期花崗岩 Willemse, J.

(I) pre-granite を化學岩石的に para- と ortho-に分け、含有礦物の變化に依り其等の成因を論ぜり。para-rock に就ては珪線石を含む nodules の存在、柘榴石に發達する kelyphitic rims に注意し、又柘榴石より堇青石及び紫蘇輝石を生ずる時の Stability の關係を論じ、次に eulysite の特徴を有する磁鐵礦を含む岩石に就いては al の値の低き特徴を挙げたり。(II) Old-granite の顯微鏡的の特徴及び分析の

結果より Variation diagram の homogeneity 及び biotite の多色性に起因する c 及び mg の高値を論ぜり。(III) pseudotachylytes に就いて、X 線分析をなし其成因を再結晶に歸し、最後に基性 granophyre に就いて詳細に記載し、普通の岩漿分化生成物とは見做さず、アルカリ性煌斑岩質岩漿と關係ありとし、又 pseudotachylytes との密接なる關係も考察せり。(Trans. Geol. Soc. S. A., 40, 43~120, 1938)[根橋]

5446. ユーゴスラビヤ Kopaonik 底盤の花崗閃綠岩 Wilson, G.

Kopaonik 山脈の composite 花崗閃綠岩底盤は環アドリヤチック海 tonalite 質侵入岩の最南部の一を形成し、本地域に於ては石灰岩より泥土質に至る水成岩統中に進入し、此等岩石の變質に依り、結晶質石灰岩スカン、灰質珪酸鹽 ホルンフェルスを形成し、此等は下方となるに従ひ、雲母、角閃石、綠簾石及び部分的に堇青石を含有する岩石を形成す。火成岩とホルンフェルスの接觸部の見らるる部分に於ては前者は後者の同化作用に依り著しく變化し、水成岩より直接又は接觸部に於て岩漿液と水成物質との反應により生じたる角閃石は周緣帶に存在せり。斯の如き角閃石は特有の海綿質構造を有し、黒雲母及び其他の小結晶片を含有せり。浸入液と平衡にある角閃石は再結晶し包裹物を消化して大結晶に生長し、綠色角閃石となる。此角閃石は花崗閃綠岩の主要鐵苦土礦物なり。角閃石と同時に取込まれた黒雲母捕獲岩結晶は若し小結晶なる

場合は角閃石に變れども、若し小結晶なれば後期迄殘存す。基性花崗閃綠岩は黒雲母と角閃石とを主とし、酸性のものには角閃石多し。全地域を通じ、角閃石は局部的にホルンフェルスに關係し、進入岩漿は水成岩との反應に依り著しき變化を蒙れり。本地域諸岩石の全分析に依りこの岩石學的結論を確め、進入體はホルンフェルス物質と酸性母岩漿との混合體なる如き成分を有す。各種花崗閃綠岩の成分の變化は元岩漿と之と反應せる水成物質との函數なる事を證し得たり。(Geol. Mag., 75, 193~218, 1938)[河野]

金屬礦床學

5447. 九州に於けるテルル金銀礦床 木下龜城、金鐘遠。

山田礦山は鹿兒島縣姶良郡山田村にありて、礦床は輝石安山岩中に胚胎せる裂隙充填礦床なり。その礦化作用は(1)不毛石英、(2)含銀石英脈、(3)微晶質石英(4)方解石脈等の四期に分れて行はれ、礦石は全部(2)の時期に晶出したるものにして、閃亜鉛礦を主とし次に微量の黃銅礦及黃鐵礦を隨伴するものにして、銀は閃亜鉛礦中にテルル銀礦として含まる。又入來礦山は同縣薩摩郡入來村にありて、礦床は輝石安山岩を横切る石英粗面岩の破碎帶に胚胎せる幅5~8尺、延長12尺、深さ150尺の礦體にして、礦體中には母岩を中心とせる輪礦を作り、この輪礦は四帶に區別せられ、内帶は白色テルル銅礦、黝銅礦、黃錫礦より成り、中帶は稍赤味を帯びたる含銀黝銅礦にして、その

外帯は黃錫礦の厚層より成る。最外部は白色多孔質石英にして斑點狀に黃銅礦、輝銀礦及び微量の硫砒鐵礦、黃鐵礦、白鐵礦、辰砂等を含み同時に多少の金を隨伴せり。今日迄九州に於て發見せられたるテル金銀礦は、何れも多量の銀分を含む礦脈に限れることは著しき事實なり。(地質, 45, 507~508, 昭13)[中野]

5448. 伊豆金礦床の型式 坪谷幸六。

伊豆の多くの金山は何れも淺成礦床にして、其中持越、土肥、澤田、河津、大松、細地、一條、大仁の横瀬等は何れも礦脈礦床にして石英を脈石とし輝銀礦黃鐵礦を伴ふ須崎は交代礦床にして硫化鐵礦中に金を含有し河津と共にテルを産す。大仁礦山の瓜生野礦床も硫化鐵礦中に金を含有する礦染礦床なり。而して北伊豆にては粒狀安山岩及び其附近に礦床を生じ、南伊豆に於ては流紋岩中又はその附近に成生せらる。(地質, 45, 505~506, 昭13)[中野]

5449. Tasmania 島の地質礦床

Nye, P. B., Blake, F.

濠洲の東南方140哩に位す本島は、Bass 海峽を隔てて Victoria 州と相對し、地質學的にも濠洲と同じ type の岩石にて構成せられ、最古の pre-cambrian の地層は本島の西南部に發達せり。火成岩としては第三紀の syenite 及 basalt が主として本島の北部に集結し、又上部中世紀の diabase は東部より南部に亘りて廣大なる露出を見る。花崗岩は泥盆紀のものにして東北部及西北部に露出し、其他同時代の gabbro, serpentine は所々に小露

出を示せり。

金屬礦床は主として本島の東北部、西北部及び西部地方に分布し、東北部の花崗岩地域には金、錫、タンゲステンを産し、西北部に於ては錫、銀、鉛、タンゲステン、銅、鐵、金、osmiridium 等を産し、西部一帯には銅、銀、鉛、亞鉛、鐵、ニッケル osmiridium を産す。之等の主要なる礦床は殆ど總てが lower palaeozoic の水成岩層中及び devonian の火成岩に關聯するものなり。以上の他なほ多數の金屬礦物及び非金屬礦物の分布も各所に見られ、之等の各礦床に就ても其成生の時代及び產狀を概述せり。(Tasmania Dep. Mines Geol. Surv. Bull., 44, 1~105, 1938)[中野]

5450. 北極圏内に於けるラヂウム礦山。Parmelee, H. C.

Eldorado 礦山はカナダの西北 Great Bear 湖の東岸に位し、附近地質は前寒武利亞系に屬する細粒の水成岩及び火山岩と礦化作用に密接なる關係ありと思はせらるる非常に變化した花崗岩の貫入體より成る。瀝青ウラン礦及び自然銀を稼行し黃銅礦も廣く分布すれ共此外40種以上の金屬礦物を發見せり。成生順序は、瀝青ウラン礦、鐵、コバルト、ニッケル群、銅銀礦物にして礦石の品位は U_3O_8 30~62%, Pb 5~12%, SiO_2 53~1% 面して鉛はウラニウムの原子分解に依る。脈石の重要なるは石英、碧玉なれ共、方解石、菱苦土礦、菱滿佈礦を主として、多量の銀を伴ふ帶あり。銀は殆ど全部が金屬として炭酸鹽類脈石と伴ひて針金狀、葉狀、厚層を成し瀝青ウラン礦中に現存す。

(Eng. Min. Journ., 31~35, 1938)(根橋)

5451, 硫化銀礦の合成 本欄5445, 參照。

石油礦床學

5452, 海成油母中の窒素の研究(豫報)

八木次男。

筆者は海成油母岩の研究の豫備實驗にして、先づ海成油母岩中に含有する窒素量、及び有機溶濟による抽出量を測定せるものなり。油母岩中の窒素含有量は堆積當時の腐泥岩中に存する有機物含有量に比例す可き事が推定せられ、その含有量によりて石油母層の良否を決定し石油生成の量の多少をも推定せんとせり。數油田の各層の油母岩に就いて測定せるに窒素含量は 0.02%~0.14% にして各油田各層に於て各々の特徴を示せり。有機溶濟による實驗結果中特に注意す可き事實は Chlorophyll の存在と石鹼存在とが推定せらるる事にして、前者の存在は石油生成の低溫なる事を示し、後者の存在は石油生成機構に對し興味ある事實を提供するものなり。(地質., 45, 502~503, 1938)(八木)

5453, 油田褶曲の研究 高橋純一。

油田の走向傾斜を根據としてその構造の合理的解釋を與ふる事は石油礦床學上重要な一部門に屬し、筆者はこの點に關し力學的數學的方法を提示せり。本方法は褶曲構造上の特徴及び傾向が明にせられ、且つ褶曲斷層は同方法によりて作圖不能の個所に相當する事が明にせられたり。同方法を各油田に就きて應用せる結果によれば(イ)既知の油田は何れも特

殊な構造に胚胎する、(ロ)試掘不成功に終りたる或種の背斜構造は一定の型に屬す、(ハ)未開發の礦床型が残存する事なり。即ち適當なる構造的條件を具備せざる場所には石油の集中を期待し難し。(地質., 45, 503~505, 1938)(八木)

5454, Rumania 油田地の foreland の鑿井 Basgan, I.

Rumania 油田地の foreland が數年來注意せらるるに至り、最近 Bucsani 及び Margineni-Olari の背斜に鑿井せられ兩背斜とも成巧を見たり。Bucsani 背斜より産する石油はパラフィ基に屬し、比重は 0.806~0.850 なり。蒸餾試驗結果によれば gasoline...20%, kerosene... 23%, fuel oil...12%, oil tar...45% なり。Morginen Olari 背斜より産す石油には種々あり、或種のものは比重 0.680~0.696 にして透明なるもの、他は黑色を呈し 0.815 の比重のものなり。前者の蒸餾試驗結果によれば gasoline.....82.13%, kerosene.....6.65, loss 3.69% なり。(Z. Bohrtech., 55, 309~313, 1937)(八木)

5455, 酸化石油中の酸の定量 Fenske, M. R.

酸化石油中の酸の定量は弱酸にして且つ着色するを以て普通の方法にては極めて困難なり。この問題に關し筆者は電氣的分析方法及び裝置に就きて詳述せり。即ち石油をイツ・アミールアルコール、ペンゼンと四鹽化炭素とに鹽化リシウムを溶解せる溶液との等量混合液中に溶解し、イツ・アミールアルコールに Na を溶解せる溶液にて滴定す。electrodes は W-Pt を

使用し、電流は rdion tubes を使用し amplified するものなり。有機酸にて定量せるにその誤差は0.2%以内なり。(Ind. Eng. Chem., 9, 505~508, 1937) (八木)

5456. Oriskany 砂岩の堆積學的研究 Stow, M. H.

New York 州 Monroe と West Virginia 州 Monroe 間に露出する Oriskany 砂岩層の産狀及び堆積岩學的方法によりて研究せり。其研究結果によれば New York 州の南部に於ける Oriskany 砂岩層中には tourmaline, zircon, rutile, leucosene 等の重礦物が多く、New York 地域のものは前礦物の他に garnet, hypersthene, kyanite, biotite, amphibole 等が集中し、明に構成物上より2つに區別せらるるものなり。前者は州として Cambrian 及び Silurian 砂岩層を根源とし、後者は 前者岩層の他に Adirondacks の crystalline rocks より由來せるものなり。(B. Am. A. Petrol. Geol., 22, 541~564, 1938) (八木)

5457. 深海底土の化學組成(第一報) 濱口博。

著者は曩に深海底土のラヂウム含量に就きて報告せしが、今回は フリッツピン沖及びカロリン諸島附近の6個の Red Clay 及び Globigerina Ooze に就きて化學分析の結果を報告せり。ラヂウムとマンガンは直線的關係に於てラヂウムの多き試料はマンガンが多けれども、鐵は マンガン程明かなる關係は認められず。化學成分に及ぼす生物の影響は マンガン、ニッケル、燐及びアルミニウムは生物の影響を受けることを認めたも他の成分はそ

の影響を認めず。又アルカリ金屬に於てナトリウムがカリウムに比し、著しく多量なること($K_2O:Na_2O$ が 0.2~0.8) は深海底土の一特色なることを指摘せり。(日化, 59, 675~682, 昭13) (待場)

窯業原料礦物

5458. カトリナイトと Sioux 珪岩

Berg, E. L.

カトリナイトは George Catlin が始めて採集し、C. T. Jackson が分析せし結果 agalmatolite の一種なる新礦物なる事明かとなり、之をカトリナイトと命名せるものなり。Minnesota 州の Pipestone に於ける Sioux 珪岩の根源は花崗岩質砂岩にして、カトリナイト層は此等粘土質層の最も微細なるものなり。カトリナイト層の多くは凝固又は變質に依りて二次的雲母(絹雲母)及び少量の石英に變化す。カトリナイトは動力變成作用に依る二次的劈開並びに再結晶を示さず。熱水作用に依ると考へらる變質の結果、珪岩層及びカトリナイト層の一部に pyrophyllitization を生じたり。pyrophyllite はカトリナイト中に存在せし石英の多くを置換せり。(Am. Min., 23, 258~268, 1938)

[大森]

5459. 硝子及び熔融鹽の電氣傳導度 金子清次。

液體內の分子は平衡位置を中心として絶えず振動しつつあること、及び時々一つの平衡位置より他の平衡位置へ飛躍するのが特徴として考へられ、著者は此の二つの假定の下に熔融鹽及び過冷液體と

しての硝子の電氣傳導度を計算せり。即ち Einstein の擴散理論、及び Rayleigh の理論より得たる式を液體中の電氣傳導に關する式に代入し、 $\log \kappa = -\frac{A}{T} + B$ なる式を得たり。上式に於て κ は比傳導度にして T は絶對溫度、 A 、 B は常數なり。

(日化, 59, 673~674, 昭 13 (待場))

5460, 慶尚南道河東郡玉宗面北川面に於ける河東カオリン 山崎亨, 山田義雄, 木脇祐之。

地域を構成する岩石は主として黒雲母片麻岩及び雲母片岩にして其の中に噴出せる斑礫岩あり。斑礫岩は主として曹灰長石及び角閃石より成り輝石及び石英の少量を伴ふ。而して西方は優黒岩にして東方に従ひて優白岩となる。カオリン礦床はこの優白岩中に後より噴出し來れる數多の黒綠色玢岩の岩脈に貫入せられ高嶺土化作用を促進し風化作用と相俟ちて所謂河東カオリンの礦床を形成せるものなり。(朝鮮總督府中央試驗所報告, 18, No. 2, 1~17, 1938)〔竹内〕

石 炭

5461, Colorado 石炭の比重 Cooper, H. M., Abernethy, R. F.

Colorado 石炭の 43 種に就て比重を求めたるものなり。測定に用ゐたるフラスコの大さは 1000 立方糎にして、この中に $\frac{1}{2}$ 乃至 $\frac{1}{4}$ 吋の大さの石炭を 100 乃至 200 瓦とりて測定せり。この結果は 1.280 より 1.461 の間にあり、產地別に表示せり。

(United States Dep. Interior. Tech. Paper 574, 314~315, 1937)〔大森〕

参 考 科 學

5462, NaCl の薄層のイオン傳導につき て Boros, J.

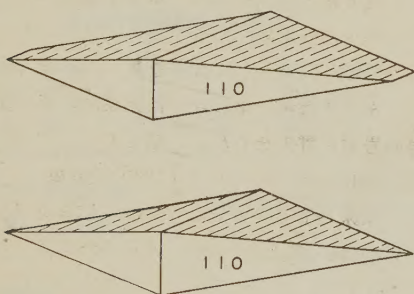
玻璃及び石英板上に NaCl の薄層を附着せしめ、その NaCl 薄層の電氣傳導度を測定せり。これらの薄層は NaCl の氣化によりこれらの板上に生ぜしめしものにして 0.2μ より 2.5μ の厚さを示せり。測定の結果は甚だ良好なる比傳導度を示し甚だしくその薄層の厚さによりて異なる事實を見出せり。薄層面に沿ふての傳導はそれに垂直なる方向の傳導とその傾向を異にし、溫度によるその傳導度の變化は連續的にあらずして、急激に變化する點を有す。(Z. f. Physik, 108, 162~167, 1938)〔高根〕

5463. 絶對溫度 70 度より 300 度に至る金剛石の熱容量 Pitzer K. S.

絶對溫度 70 度より 300 度の間に於て金剛石の比熱を測定して Debye の理論式と比較せるに少量のしかし確かなる偏倚を認め得たり。之等の偏倚の方向と大きさとは Debye の公式を近似式として適用される場合には看過し得べき程度のものなりき。絶對溫度 298.1 度に於ける金剛石の entropy は $0.585 \pm 0.005 \text{ cal./deg./mol.}$ となれり。(J. Chem. Phys. 6, 68~70, 1938)〔高根〕

本誌前號(第 20 卷第 1 號)34頁所載渡邊氏論文第壹圖は印刷の際の不注意により上下轉倒せるを以て、ここに挿入の分をその上に貼布せられたし。

第 壹 圖



本 會 役 員

會 長 神 津 俣 祐

幹事兼編輯 渡邊萬次郎 高橋 純一 坪井誠太郎

鈴木 醇 伊藤 貞市

庶務主任 瀨戶 國勝 會計主任 高根 勝利

圖書主任 八木 次男

本 會 顧 問 (五十音順)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	佐々木敏綱	杉本五十鈴	竹内 維彦
立岩 巖	田中館秀三	德永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎
野田勢次郎	原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男
保科 正昭	本間不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚
井上禧之助	山口 孝三	山田 光雄	山根 新次	

本誌抄録欄擔任者 (五十音順)

大森 啓一	河野 義禮	鈴木廉三九	瀨戶 國勝	高橋 純一
竹内 常彦	高根 勝利	中野 長俊	根橋雄太郎	待場 勇
八木 次男	八木 健三	渡邊萬次郎	渡邊 新六	

昭和十三年七月二十五日印刷

昭和十三年 八 月 一 日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河 野 義 禮

印 刷 者

仙臺市教樂院丁六番地

鈴 木 杏 策

印 刷 所

仙臺市教樂院丁六番地

東北印刷株式會社

電話 287・860番

入 會 申 込 所

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本岩石礦物礦床學會

會 費 發 送 先

右 會 內 高 根 勝 利

(振替仙臺 8825番)

本 會 會 費

半ヶ年分 參 圓

一ヶ年分 六 圓 (前納)

賣 捌 所

仙 臺 市 國 分 町

丸善株式會社仙臺支店

(振替仙臺 15番)

東京市神田區錦丁三丁目十八番地

東 京 堂

(振替東京 270番)

本誌定價 郵稅共 1部 60錢

半ヶ年分 豫約 3圓 30錢

一ヶ年分 豫約 6圓 50錢

本誌廣告料 普通頁 1頁 20圓

半年以上連載は 4割引

**The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

CONTENTS.

- Preliminary note on the study of Brazil twin
..... S. Kôzu, R. H. and K. Ohmori, R. S.
- Chemical studies of ball granite from Sanagé-yama(II) Y. Kawano, R. S.
- On the asbestos from Kwarenkô region, Formosa T. Kôno, R. S.
- Short articles :
- Note on anisotropism of pyrite..... Sh. Watanabe, R. S.
- Re-examination of the powder photographs showing the transformation
 of marcasite into pyrite Y. Nebashi, R. S.
- Microscopic studies of copper ores from Hanaoka mine... O. Nakano, R. S.
- Abstracts :
- Mineralogy and Crystallography.* On the synthetic illustration of analcimes
 etc.
- Petrology and Volcanology.* An experimental illustration of the spilite
 reaction etc.
- Ore deposits.* Gold and silver deposits in Kyâshû etc.
- Petroleum deposits.* Nitrogen contents of marine kerogen shale etc.
- Ceramic minerals.* Notes on catlinite and the Sioux quartzite etc.
- Coal.* Specific gravities of Colorado coals.
- Related sciences.* Ionic conductivity of NaCl thin layer etc.